



*UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y
NATURALES
INSTITUTO GEOFÍSICO SISMOLÓGICO VOLPONI*

TESIS DOCTORAL

EXPERIMENTO SISMOLÓGICO EN LA CUENCA NEUQUINA, LA REGIÓN DE MAYOR EXPLOTACIÓN DE HIDROCARBUROS POR MÉTODOS NO CONVENCIONALES DE LA ARGENTINA

Autor:

Lic. Sebastián Correa-Otto

Director:

Dr. Lars Ottemöller
(University of Bergen)

Co-directora:

Dra. Silvina Nacif
(CONICET-UNSJ)

A mi Madre

Agradecimientos

Quisiera aprovechar este espacio para agradecer a todas y todos quienes de una forma u otra contribuyeron al desarrollo de esta tesis. A quienes me acompañan incondicionalmente desde siempre, con quienes comparto todo y disfrutamos cada momento. Gracias a quienes me dan y dieron el aliento para perfeccionarme y seguir adelante, mi madre, hermano, sobrino y abuelos Francisco y Nelly. A toda mi familia por tantos momentos insuperables. Gracias a Tano, Guille, Nano, Ale y Nico, nunca voy a poder expresar lo que significa para mi su amistad. Gracias a todos mis amigos por convertir cada día en una aventura. Gracias a mis compañeras de mil horas y mil horas más de computadora y estudio, Pupi y Blanca.

Disfruté mucho todo el proceso que llevó a escribir este libro; las campañas con su sol, nieve e imprevistos y con su consiguiente compañerismo; el procesamiento lento y fatigoso, una y otra vez hasta tamizar lo que se escondía en horas y horas de registros; calcular, medir, invertir, interpretar y repetir, hasta que todas esas ideas que estaban dando vueltas se convertían en realidad y encontrábamos nuevos resultados con los que expandir nuestro trabajo; los viajes, cursos, congresos, talleres, simposios; las horas interminables de lectura de libros, revistas y artículos. Quiero agradecer a quienes me acompañaron durante todo mi desarrollo profesional, en especial durante los cuatro años de mi doctorado. A mis directores de ayer y hoy, a Mario por ser mi primer vínculo con la geofísica y siempre encontrar una solución a los problemas, a Fede por ayudarme a ver que para mi, siempre fue la ciencia, a Lars por abrirme las puertas y por todo lo que me enseñó, y a Silvina por reconocermme como soy y dejarme ser, pero siempre sin perderme de vista, apuntalando cada paso para llegar hasta aquí.

A toda la gente del IGSV, gracias por la compañía, por siempre estar dispuestos a dar una mano, a colaborar y pasarla bien en cualquier situación que se presente. Gracias a mis amigos y compañeros Andrés y Santiago, por enseñarme tanto, crecimos y trabajamos mucho, y me encanta pensar en lo que podemos seguir desarrollando. Gracias a Agu por ayudarme con la confección en latex de este libro, y gracias a Francisco por toda su dedicación.

Quiero agradecer a las instituciones y personas que permitieron y facilitaron la redacción de esta tesis, a CONICET y la UNSJ, a todo su personal que trabaja por la ciencia y la educación, a la Mag. Susana Ruíz por todo su apoyo y paciencia cuando se superponía ser profesor y becario, al departamento de Posgrado y su director Dr. Gerado Fanton, al departamento de Geofísica y Astronomía y sus directoras Dra. Patricia Martínez y Dra. Silvia

Miranda. Finalmente, quiero agradecer especialmente al tribunal examinador Dra. Silvia Miranda, Dr. Ronnie Quinteros y Dr. Andrés Folguera por tomarse el tiempo y el trabajo de evaluar esta tesis y por todos sus valiosos aportes.

Resumen

El estado económico global que se estaba gestando desde el 2005 en referencia a comercio del petróleo, así como avances tecnológicos en la técnica de fracturación hidráulica (el proceso industrial a través del cual se extraen los hidrocarburos no convencionales) en 2009, permitieron expandir las operaciones entre 2007 y 2011 de los recursos de hidrocarburos no convencionales de forma súbita. Grandes reservas antes sin atención se volvieron invaluable de la noche a la mañana, y aquellos países que disponían de grandes reservorios explorados pero no explotados dieron un paso al frente para alterar el clima económico mundial.

Sin embargo esto no se dio sin problemas, los métodos usados para la extracción de recursos petroleros no convencionales tienen un gran impacto ambiental. Pero este no es el mayor inconveniente estudiado en el presente trabajo, la intensa actividad que se desarrolló alrededor de esta industria de crecimiento explosivo generó gran preocupación debido a lo que aparentemente eran eventos sísmicos inducidos. Las poblaciones en zonas residenciales cercanas a las áreas petroleras siendo explotadas, comenzaron a sentir movimiento de suelos, un fenómeno al que no estaban para nada acostumbrados. Los terremotos inducidos siempre han sido cuestionados, relacionados en el pasado mayormente a colapso de minas subterráneas, se intentó minimizar este problema en un comienzo debido a la poca intensidad de los mismos. Pero los eventos no disminuyeron, al contrario con los años comenzaron a multiplicarse rápidamente y crecer en magnitud, estudiar este fenómeno era imperativo. ¿Pero como estudiar estos eventos que en su gran mayoría eran invisibles para las redes de registro sismológicas globales y regionales?, distribuidas en general en regiones de conocida actividad sísmica. La mayoría de las áreas petroleras en cuestión se encontraban en el centro de áreas continentales. Se comenzó entonces a desplegar redes sismológicas lentamente, a medida que se generaba concientización sobre el problema del aumento de sismicidad. Pero los primeros registros mostraron un desafío propio, los eventos eran pequeños, demasiado pequeños para ser estudiados por métodos sismológicos tradicionales y las formas de onda de los mismos se perdían en el ruido natural del registro. Con la gran mayoría de registros captando solo micro-sismicidad, el problema de la sismicidad inducida en zonas de explotación de hidrocarburos no convencionales requeriría mucho trabajo y estudio.

Tan recientemente como en el 2015 era común encontrar en literatura científica afirmaciones de que la posibilidad de generar un terremoto que

produzca daños debido a la fracturación hidráulica era prácticamente nula. Sin embargo, la extracción de gases no convencionales en el Reino Unido fue detenida por completo a los pocos meses de haber comenzado en las dos ocasiones que se intentó realizar. En la cuenca occidental de Canadá y en Oklahoma, Estados Unidos se han concentrado las mayores áreas de extracción y principales estudios. Sin embargo, muchos de estos estudios de control son realizados por las mismas empresas que trabajan una zona y las regulaciones gubernamentales no existen o están pobremente definidas. Esto no es nada extraño, ya que la información sobre el tema es escasa y a menudo confidencial. A partir del 2017 la problemática gana mayor visibilidad debido al creciente número de problemas generados a la sociedad y la publicación de estudios científicos y notas periodísticas de investigación. El terremoto de magnitud 5.7 Ml de Sichuan, China ocurrido en 2018 y publicado en 2019 es ahora un evento referente en el estudio de la sismicidad inducida. En estos países se han implementado regulaciones, métodos de control, incluso altos parciales o totales en ciertas áreas.

Argentina tiene grandes reservas de hidrocarburos no convencionales, Vaca Muerta aparece nombrada en muchos diarios y noticieros no solo localmente, si no través del mundo. La cuenca Neuquina cuenta con casi el cincuenta por ciento de la producción petrolera del país, y la formación Vaca Muerta está ubicada entre los primeros puestos en reservas de no convencionales a nivel mundial. La técnica de fracturación hidráulica se emplea en Argentina desde 1959, pero no fue hasta el 2011 que comenzó a usarse de manera masiva, debido a la gran retribución económica que trajo el nuevo mercado del petróleo. Los estudios sismológicos en Argentina se concentran hacia el norte de los 33° de latitud sur, para conocer la sismicidad base natural de la zona de la cuenca Neuquina se precisaban amplios estudios locales. Era necesario realizar un control efectivo y generar un conocimiento ampliado que permitiera aplicar medidas de seguridad, que lleven a trabajar y explotar el área de forma más segura y responsable, sin generar daños a la población y al ambiente.

El trabajo de investigación comenzado en 2014 presentado en esta tesis, abarca el estudio de antecedentes geológicos y geofísicos de la cuenca Neuquina, y la instalación de una red local de sismómetros de banda ancha en puntos clave, que permitieran estudiar la sismicidad tanto natural, como inducida de la zona, hasta la fecha no documentada. Estos datos inéditos permitieron mejorar métodos de estudios sismológicos tradicionales y desarrollar algoritmos y ajustar softwares que funcionan correctamente con sismicidad de intraplaca de baja magnitud. Se comenzó realizando controles de calidad sobre los registros sísmicos, para asegurar la integridad de los mismos, y luego se realizó la identificación y localización de la sismicidad en el área. Esta a su vez, se utilizó para obtener un modelo de velocidad para el área de estudio que permitió disminuir la incertidumbre de las localizaciones. Para completar la caracterización de los eventos sísmicos se obtuvo la magnitud de los mismos y se trabajó con algoritmos de relocalización por doble diferencia. Finalmente se obtuvieron mecanismos focales para los eventos más significa-

tivos y se obtuvo el tensor momento completo del primer sismo registrado en el área.

Una extensa base de datos gravimétricos regionales se utilizó en combinación con mediciones locales en las áreas que presentaron mayor actividad sísmica, esto permitió elaborar modelos matemático-gravimétricos de gran precisión que se utilizaron como restricción de los modelos sismológicos, generándose una base sobre la cual desarrollar estas nuevas metodologías. Los modelos fueron elaborados a partir del cálculo de anomalías gravimétricas y el realce de las mismas, en particular el cálculo del gradiente de TILT para resaltar bordes de estructuras, la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic para mejorar el modelo de velocidad y autovectores de la fábrica del terreno para comprobar direcciones de desplazamiento de máximos esfuerzos.

Usando estos resultados se realizó en primer lugar un análisis sismo-tectónico evaluando el área de cobertura de los datos y las estructuras existentes y antecedentes, en base a esto se realizó un análisis de la sismicidad y una interpretación de las estructuras y resultados obtenidos, lo que permitió determinar factores favorables sismogénicos. En segundo lugar, se evaluó el carácter de la sismicidad estudiada para determinar la posibilidad de que la misma sea inducida. Se realizó un estudio del estado de deformación actual en la cuenca Neuquina, de las zonas de explotación de recursos no convencionales y sobre las diferencias entre sismicidad natural o inducida.

El trabajo integrado de estas disciplinas, bajo la norma de monitorear, reportar y mejorar, permite presentar modelos geofísicos y geológicos ajustados de la zona, remarcando estructuras geológicas de interés y su comportamiento dinámico; para arrojar luz sobre el interrogante: ¿El fracking genera sismicidad inducida?

Índice general

I	Compendio de Antecedentes y Fundamentos Geofísicos	1
1.	Introducción	3
1.1.	Ubicación del Área de Estudio	3
1.1.1.	La Formación Vaca Muerta	4
1.2.	Antecedentes en la Zona de Estudio	6
1.2.1.	Estado actual de la Sismicidad Inducida	7
1.2.2.	Microsismicidad	9
1.3.	Objetivos y Organización de la Tesis	12
2.	Marco Geotectónico	15
2.1.	Introducción	15
2.2.	Cuenca de Neuquén	17
2.2.1.	Dorsal de Huincul	17
2.2.2.	Faja plegada y corrida del Agrio	18
2.2.3.	Dorso de Los Chihuidos	18
2.2.4.	Bajo de Añelo	19
2.2.5.	Flanco Oriental	19
2.2.6.	Principales estructuras tectónicas en el Área de Estudio	19
2.2.7.	Geología de la Formación Vaca Muerta	22
3.	Equipamiento y Datos	23
3.1.	Introducción	23
3.2.	Sismología	23
3.2.1.	Red Local Añelo	24
3.2.2.	Datos Internacionales	28
3.2.3.	Programación científica y Datos sismológicos	29
3.3.	Gravimetría	33
3.3.1.	Datos Terrestres	33
3.3.2.	Datos Satelitales	35
3.3.3.	Estudio de Errores	36
3.3.4.	Software de procesamiento e interpretación	36

4. Metodología	39
4.1. Introducción	39
4.2. Sismología	39
4.2.1. Procesamiento - Base de Datos	40
4.2.2. Algoritmo de detección automática de eventos	41
4.2.3. Localización	45
4.2.4. Modelo de Velocidad	48
4.2.5. Magnitud	53
4.2.6. Relocalización por Doble Diferencia	57
4.2.7. Mecanismos Focales	60
4.2.8. Inversión de Tensor Momento	61
4.3. Gravimetría	64
4.3.1. Potencial Gravitatorio	64
4.3.2. El Geoide	65
4.3.3. Anomalías Gravimétricas	67
4.3.4. Longitud de Onda: Separación	71
4.3.5. Ángulo de Tilt	74

II Geofísica Aplicada a la zona de explotación de Vaca Muerta **77**

5. Resultados - Sismología	79
5.1. Introducción	79
5.2. Métricas de Control de Calidad	80
5.2.1. Media	80
5.2.2. Mediana	81
5.2.3. Máximo valor de muestreo	82
5.2.4. Saturación	83
5.2.5. Vacío de datos	84
5.2.6. Ruido impulsivo	85
5.2.7. Ruido no impulsivo. Cantidad de Disparos	86
5.2.8. Máximo Valor STA/LTA	88
5.2.9. Desviación estándar para bajas frecuencias	89
5.2.10. Desviación estándar para altas frecuencias	89
5.2.11. Función densidad de probabilidad	91
5.2.12. Densidad espectral de potencia	91
5.2.13. Espectrograma	95
5.3. Identificación y Localización de sismicidad	96
5.3.1. Modelo de Velocidad	102
5.3.2. Localizaciones Finales	106
5.4. Magnitud	110
5.5. Relocalización por Doble Diferencia	113
5.6. Mecanismos Focales	116
5.7. Inversión de Tensor Momento	119

6. Resultados - Gravimetría	125
6.1. Introducción	125
6.2. Anomalías del Campo Gravitatorio	126
6.3. Realce de Anomalías	129
6.3.1. Gradiente de TILT	130
6.4. Cálculo del Moho a partir de inversión gravimétrica	132
6.5. Fábrica del Terreno	135
7. Discusión	137
7.1. Introducción	137
7.2. Análisis Sismotectónico	138
7.2.1. Cobertura del área de estudio	138
7.2.2. Análisis de Estructuras existentes y antecedentes	139
7.2.3. Análisis de Sismicidad	145
7.2.4. Interpretación de Estructuras y Resultados	152
7.2.5. Factores favorables sismogénicos	156
7.3. Sismicidad Inducida en la Cuenca Neuquina	158
7.3.1. Estado de Esfuerzos	158
7.3.2. Zonas de Explotación de no convencionales	160
7.3.3. ¿Sismos Naturales o Inducidos?	160
8. Conclusiones	167
 III Apéndices	 171
A. Glosario	173
B. Tercera Identidad de Green	177
C. Transformada de Fourier	179
Índice de figuras	181
Índice de Tablas	191
Bibliografía	193

Parte I

**Compendio de Antecedentes y
Fundamentos Geofísicos**

Capítulo 1

Introducción

«El misterio del comienzo de todas las cosas nos resulta irresoluble»

Charles Darwin

Para facilitar la lectura de esta tesis se compuso un glosario (Apéndice A) con los términos más comunes relacionados a la extracción de hidrocarburos no convencionales y a la sismicidad inducida.

1.1. Ubicación del Área de Estudio

Relevamientos de registros sismológicos en la región de retro-arco de los Andes Centrales-Sur se han enfocado principalmente entre los 27°S y los 36°S, en el sector de la losa plana chileno-pampeano. También en la zona de transición de la losa de plana a normal, donde actualmente hay importante desarrollo de actividad sísmica cortical (Fig. 1.1). En esta tesis, se estudia la región de retro-arco de los Andes patagónicos norte (37–39°S), que constituían, al momento de comenzar este estudio en 2014, mayormente una zona no explorada desde un punto de vista sismológico. Previo a este trabajo, solo un experimento sismológico se llevó a cabo en esas latitudes (Integrated Seismological experiment in the Southern Andes, ISSA 2000, Bohm et al. (2002)), localizado en Cordillera Principal y en el ante-arco chileno, que no registró actividad en el área de estudio de este trabajo. Además, los catálogos de sismicidad global no tenían la capacidad de detectar y reportar eventos de baja magnitud debido a la falta de estaciones sismológicas en la región de estudio. El Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) ubica al área de Neuquén en estudio en una zona de peligro sísmico reducido (Giulano et al., 2018), con un registro hasta el 2015 de 4 terremotos para toda la provincia en un período de 13 años.

El área de estudio está localizada en la cuenca Neuquina, una de las mayores fuentes de petróleo y gas de la Argentina, generando aproximadamente

el 44 % de la producción del país (Urien, 2001; Urien y Zambrano, 1994). Por este motivo, entender las estructuras geológicas activas es de gran importancia socio-económica. La cuenca cuenta con grandes reservas de gas y petróleo no convencional, los cuales son reservorios de hidrocarburos continuos o semi-continuos existentes sin la necesidad de trampas convencionales y no afectados significativamente por efectos hidrodinámicos, por esto solo pueden ser recuperados a través de estimulación del reservorio de forma de mejorar la permeabilidad o la viscosidad del fluido para realizar producción comercial (Caineng et al., 2013). Desde 1959, la técnica de fracturación hidráulica se ha utilizado cada vez más ampliamente en Argentina para extraer hidrocarburos no convencionales de la formación Vaca Muerta, lo que consiste en fracturar las formaciones geológicas objetivo a través de la inyección de una mezcla de arena, agua y químicos a gran presión por medio de una perforación horizontal dirigida. En particular, los cambios económicos ocurridos en 2008 globalmente, y avances tecnológicos logrados en 2009 respecto a este método (Atkinson et al., 2020), llevaron al mayor desarrollo de extracción de no convencionales en Argentina en el 2011. Una categorización de formaciones ricas en no convencionales (o formaciones shale) en diferentes países, catalogó a Vaca Muerta tercera en gas técnicamente recuperable y cuarta en petróleo (Badessich et al., 2016). Por lo tanto, un mejor entendimiento de la actividad sísmica en la cuenca de Neuquén, es crucial para mitigar posibles efectos asociados a esta actividad antrópica (Keranen et al., 2013; Ellsworth, 2013).

1.1.1. La Formación Vaca Muerta

La Formación Vaca muerta se depositó en la cuenca Neuquina en el Jurásico superior - Cretácico inferior, y tiene un complejo desarrollo en su espesor, secuencias y volumen de sedimentos (Ramos et al., 2019). Estos depósitos marinos, constituyen la roca madre que generó gas y petróleo convencional explotado durante más de un siglo y actualmente es la mayor fuente de hidrocarburos no convencionales de Argentina (Fig. 1.2). Ramos et al. (2019) destacan sus características como excepcionales, comparadas a lo largo del margen continental contra otras cuencas del Jurásico superior - Cretácico inferior. El desarrollo de la Formación y su preservación a lo largo del margen continental se ven discontinuados por procesos de erosión subductiva. La cuenca presenta un ancho y espesor notable donde comienza el engolfamiento de Neuquén, en el sur de la Provincia de Mendoza y el norte de Neuquén. Los estudios de este engolfamiento muestran que el desarrollo de su anchura se debe a la combinación de dos sistemas de rift, uno de tendencia norte - noroeste truncado por otro sistema ortogonal de orientación aproximada este-oeste. Estos sistemas extensionales se desarrollaron en los bloques colgantes de las suturas entre diferentes terranes corticales que formaban el basamento de la cuenca Neuquina. El desarrollo paleogeográfico y la estructura de estos terranes son los mecanismos de control que le confirieron a la cuenca de Neuquén y su engolfamiento sus características únicas.

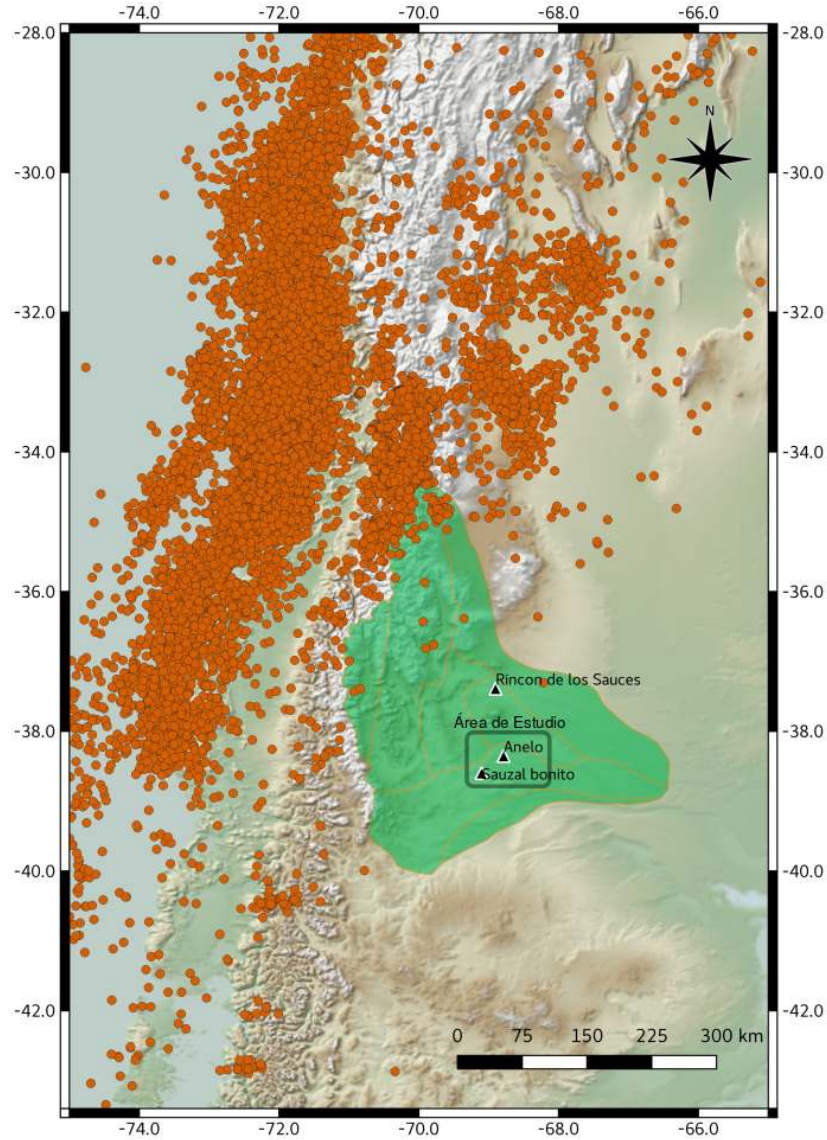


Figura 1.1: Modelo de elevación digital denotando la localización de sismicidad intraplaca (en círculos naranja) entre 0-50 km de profundidad, correspondiendo a un periodo de tiempo de ~ 48 años (International Seismological Centre, EHB Bulletin, <http://www.isc.ac.uk/isc-ehb/search/catalogue/>). La forma triangular de la cuenca Neuquina se muestra por la zona sombreada. La región de estudio (rectángulo) se localiza en la parte centro-sur de la cuenca de Neuquén.

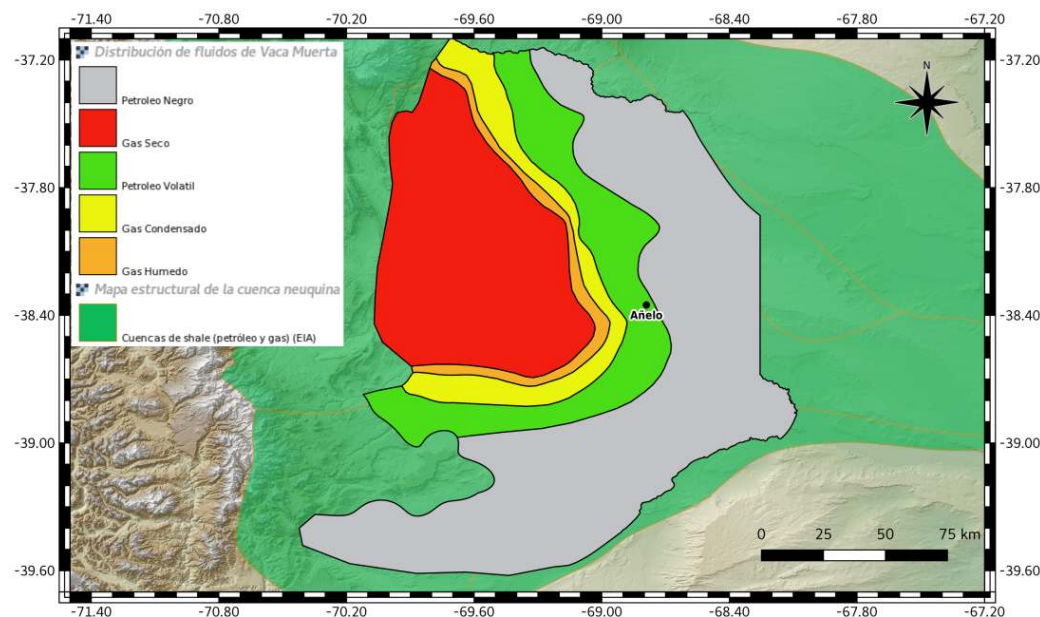


Figura 1.2: Tipos de hidrocarburos en la Formación Vaca Muerta, a través de la cuenca Neuquina (en verde transparente). Las regiones este y sur contienen principalmente petróleo (gris), la región centro-oeste contiene predominantemente gas seco (rojo) y la contenida entre estas dos contiene gas húmedo y condensado (naranja y amarillo), y petróleo volátil (verde). Datos obtenidos de la Secretaría de Energía de la Nación Argentina.

1.2. Antecedentes en la Zona de Estudio

Las estructuras neotectónicas en la región de retro-arco de la cuenca Neuquina han sido documentadas en muchos estudios, que indican contracción andina E-O actual (Galland et al., 2007; Folguera et al., 2008; Messenger et al., 2010; Folguera y Ramos, 2011; Folguera et al., 2012; Messenger et al., 2014; Sagripanti et al., 2015; Branellec et al., 2016). Diversos trabajos detallan las principales características estructurales de la zona de estudio (Silvestro y Zubiri, 2008; Cristallini et al., 2009) así como también el estado actual de esfuerzos máximos horizontales (Guzmán et al., 2007; Guzmán y Cristallini, 2009).

El objetivo principal que tuvo este estudio en una primera etapa fue registrar la sismicidad base de la zona, y entender mejor sus posibles fuentes. La localización de la sismicidad es fundamental para mejorar el conocimiento de estructuras activas en esta región particular. Para lograr este objetivo, se instaló en 2014 una red local sismológica de banda ancha, la configuración de la misma puede ser vista en la figura 1.3. Hasta el momento de escribir esta tesis, no existe otra red sismológica en la región. El estudio sismológico más cercano al área fue presentado por Bohm et al. (2002), y abarcaba principalmente la región centro-sur de Chile.

La red local (Fig. 1.3) estaba localizada en la parte central de la cuenca Neuquina, en la vecindad del pueblo de Añelo, su geometría basándose en la

ubicación de bloques petroleros activos. Esta red no solo permitió registrar microsismicidad y sismicidad de baja magnitud, sino que registró el sismo de $M_l=3.78$ el 19 de Noviembre de 2015, el primer sismo alguna vez registrado en el área de estudio. Este mismo fue el evento de mayor magnitud registrado en el centro de la provincia de Neuquén en los últimos 50 años de acuerdo a catálogos internacionales. El epicentro se ubicó aproximadamente 100 km al oeste de la ciudad de Neuquén y a solo 12.5 km al sureste del pueblo de Sauzal Bonito.

Como se ha mencionado la sismicidad de intraplaca en los Andes centrales sur ha sido documentada principalmente al norte de los 35° de latitud sur, mientras que fenómenos similares al sur de esta latitud no se conocían hasta el momento. Para contribuir en este tema, se publicó un primer trabajo (Correa-Otto et al., 2018) donde se estudió la sismicidad en la región de retro arco andino entre los 38° y 39° a través del experimento sismológico detallado anteriormente. Los primeros resultados, arrojaron localizaciones de hipocentros junto a la solución del mecanismo focal del terremoto de 2015, estos resultados preliminares se estudiaron junto a anomalías residuales de Bouguer, gradientes verticales de gravedad (T_{zz}) y el ángulo Tilt de las cartas gravimétricas. Los resultados de las interpretaciones geofísicas se relacionaron a la geología estructural de la Dorsal de Huincul (gran rasgo geológico de la zona, ver figura 2.1) y al campo de esfuerzos aplicado a este sistema debido a la subducción y empuje de la placa de Nazca. Se consideraron diversas hipótesis para indagar sobre las posibles fuentes de esta actividad sísmica en la cuenca Neuquina, se propuso que la actividad sísmica podría estar controlada por propiedades termomecánicas de la litosfera conectadas a su anterior evolución tectónica. Por otro lado, el factor de disparo de los eventos podría estar relacionado al campo de esfuerzos E-O andino o a la actividad antropogénica o a una combinación de ambas.

1.2.1. Estado actual de la Sismicidad Inducida

Hasta hace pocos años, era común encontrar en literatura científica afirmaciones de que la posibilidad de generar un terremoto que produzca daños debido a la fracturación hidráulica (FH, el proceso industrial a través del cual se extraen los hidrocarburos no convencionales) era prácticamente nula (Atkinson et al., 2020). Sin embargo, ahora es claro que el peligro de la sismicidad inducida (terremotos asociados a la actividad humana) podría exceder al peligro natural, en ambientes de sismicidad baja a moderada. Por lo tanto, para mitigar el riesgo a infraestructuras críticas o vulnerables, es importante determinar la probabilidad y los mecanismos de disparo de terremotos inducidos por FH. A pesar de que a veces se asegure que los sismos inducidos por FH pueden ser predichos con precisión, evitados o controlados, todavía quedan lagunas de conocimiento críticas que deben ser resueltas.

La sismicidad inducida ha sido un foco de intenso estudio desde hace décadas (Healy et al., 1968; Simpson y Leith, 1985; McGarr, 1991; Baranova et al., 1999). Esta actividad sísmica puede ser causada por diversas activi-

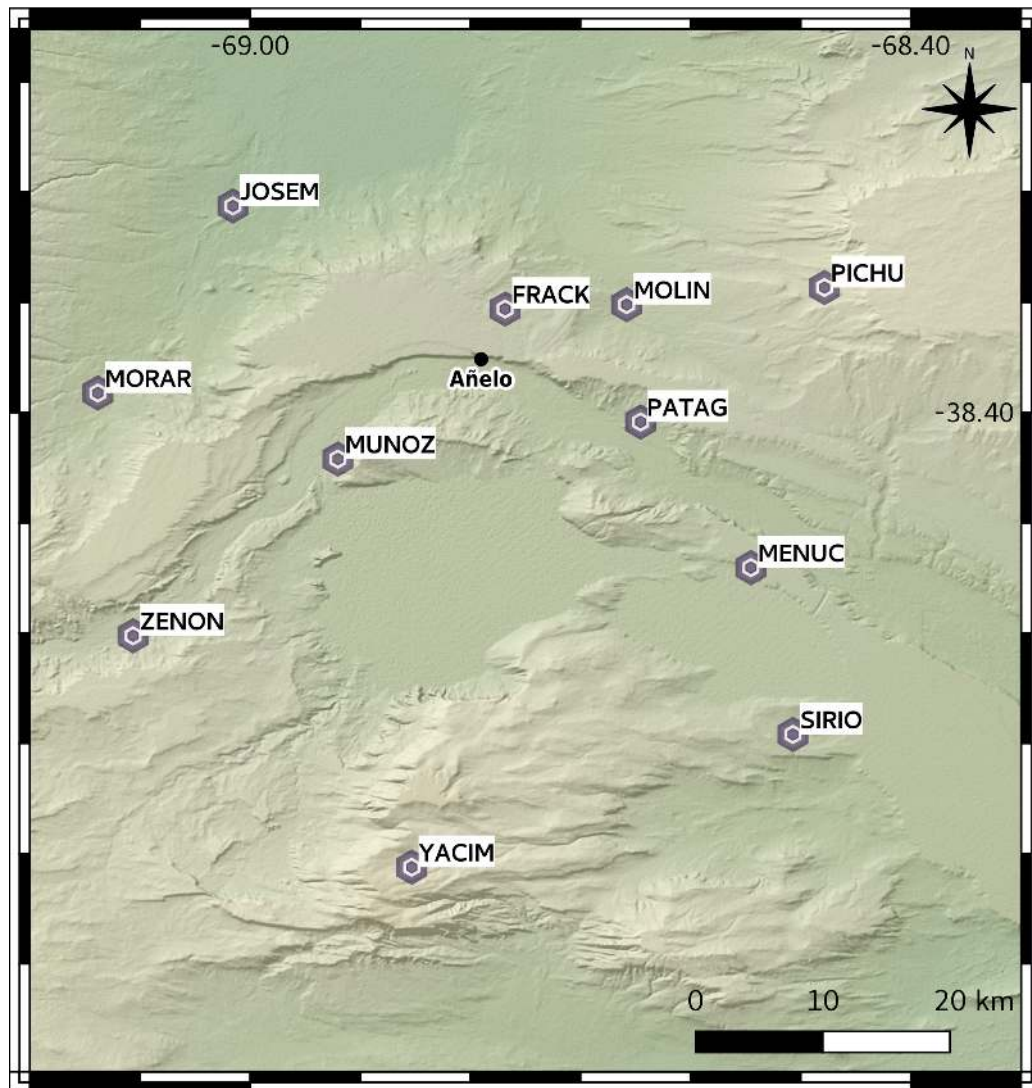


Figura 1.3: Modelo de elevación digital detallando la ubicación de cada una de las estaciones, con su nombre y marcador gris, de la red sismológica local.

dades humanas, incluyendo minería profunda e inyección (o extracción) de fluidos en el subsuelo (Fig. 1.4). En el centro de Estados Unidos, la tasa de terremotos con magnitud superior a 3 (más alta que el umbral de percepción humana), ha aumentado diez veces en la década pasada (Ellsworth, 2013), y se relaciona principalmente con grandes volúmenes inyectados en el subsuelo de agua salada desechada (Weingarten et al., 2015). En el oeste de Canadá, la tasa ha aumentado en un factor de 3 (Atkinson et al., 2016), y se asocia típicamente al proceso de FH, particularmente a las perforaciones horizontales (Atkinson et al., 2016).

La Fracturación Hidráulica (FH), o “fracking” como se conoce normalmente, es un método de terminación de pozo (ocurre luego del perforado) usado para mejorar la recuperación de hidrocarburos de reservorios no convencionales (como los de rocas de baja permeabilidad). La inyección de fluidos a alta presión, generalmente lodo compuesto de arena, agua y químicos, se usa para crear una red de fracturas abiertas que mejora el flujo de fluidos en estratos porosos pero impermeables (Eaton, 2018). Luego de la inserción en la industria en 1947 de esta técnica, el primer sismo inducido por FH reportado, fue en Oklahoma, Estados Unidos en 1979 con magnitud 1.9 (Nicholson y Wesson, 1992). Alrededor del 2009, avances tecnológicos facilitaron la aplicación extendida globalmente de FH masiva, en etapas múltiples sobre pozos horizontales (Dusseault y McLennan, 2011).

Internacionalmente, comenzó a prestarse atención a la sismicidad relacionada a la FH como respuesta a una serie de pequeños sismos, que se dispararon en el 2011 (ver figura 1.5) por fracking de un pozo de exploración cerca de Blackpool, Reino Unido (Clarke et al., 2014). A partir de entonces, se han documentado alrededor del mundo terremotos inducidos por FH de magnitudes cada vez mayores, llegando hasta 5.7 Ml. Este terremoto, ocurrido en China, produjo pérdidas económicas, heridos y fatalidades, lo que despertó la preocupación alrededor de la sismicidad activada por FH (Lei et al., 2019). Es importante notar, que los eventos de China indicaron que no debemos enfocarnos solo en la probabilidad de ocurrencia de eventos (peligro - hazard) sino también en el riesgo asociado (manejo de riesgo - risk management) a estos eventos (Langenbruch et al., 2020).

1.2.2. Microsismicidad

Los eventos microsísmicos son terremotos muy pequeños, de magnitudes debajo de 2 para estudios sismológicos (Ellsworth, 2013), y generalmente negativas en estudios sísmicos (Van Der Baan et al., 2013) que se producen en torno a las fracturas generadas durante la estimulación hidráulica. En la industria hidrocarburífera, la microsísmica es utilizada también para monitorear la deformación inelástica asociada con la inyección de vapor, agua o gas para la recuperación secundaria en pozos convencionales, pero su aplicación más extendida actualmente en esta área radica en los procesos de fracturación hidráulica (Maxwell et al., 2010).

En adición, Lagos (2019) detalla que el análisis de la información que

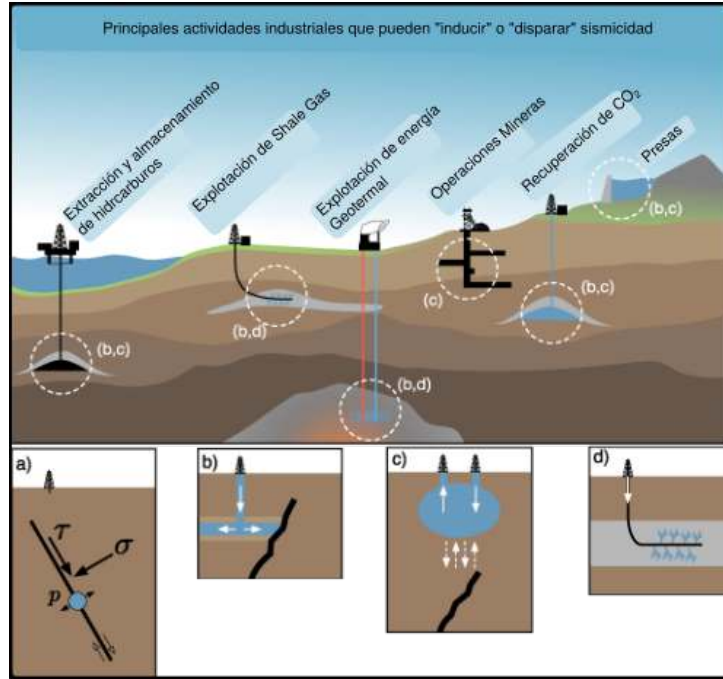


Figura 1.4: Modificada de Grigoli et al. (2017), Sismicidad inducida o provocada por distintas actividades industriales. La subfigura (a) ilustra el esfuerzo de corte τ , el esfuerzo normal σ y la presión de poro p que actúan sobre un plano de falla. Cuando el esfuerzo de corte que actúa sobre la falla aumenta, o la fuerza de la falla se reduce por una disminución del esfuerzo normal o un incremento de la presión de poro, se puede producir una ruptura, y por lo tanto liberación de energía elástica capaz de generar un sismo. Esto puede ocurrir por ejemplo, en el caso de operaciones de inyección de fluidos en capas permeables porosas en contacto con fallas (b) que pueden incrementar la presión de poro. Otro Ejemplo es cambios de masa/volumen (c) que alteren el estado de esfuerzos normales y/o de corte que actúan sobre una falla, para este caso no es necesario una conexión hidrológica (Ellsworth, 2013). Finalmente durante la fracturación hidráulica (d) se genera sismicidad inducida por las grietas por tracción relacionadas a la inyección de fluido a alta presión en capas de esquistos impermeables.

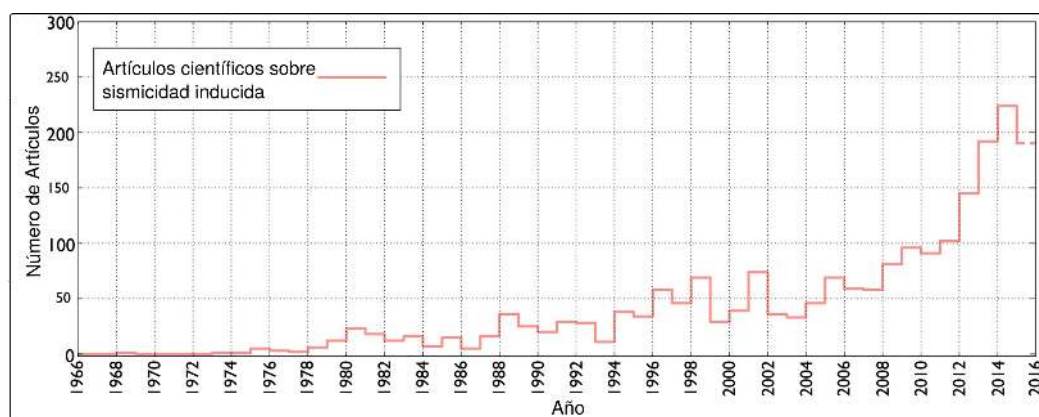


Figura 1.5: Modificada de Grigoli et al. (2017), Artículos científicos sobre sismicidad inducida por año.

brindan los registros microsísmicos es análogo al utilizado por la sismología global, en una escala reducida al reservorio y sus alrededores (Warpinski et al., 2013). Para ello, entonces, es necesario contar con sensores de alta sensibilidad. En general, en estudios sísmicos se utiliza un arreglo de múltiples sensores dispuestos en superficie o en pozos a una profundidad cercana a la de la zona de fractura (Wu et al., 2016). Los arreglos dispuestos en pozos suelen contar con 8 a 12 sensores de 3 canales (3C) separados entre ellos unas pocas decenas de metros. En los arreglos de superficie se utilizan miles de sensores verticales, usualmente dispuestos de manera lineal, en forma de estrella con centro en el pozo de tratamiento (Duncan Peter y Eisner, 2010).

El monitoreo de la microsismicidad juega un rol clave en mejorar el entendimiento de los mecanismos físicos que gobiernan la sismicidad inducida. Es también una herramienta fundamental usada por las autoridades que deciden si se debe detener, disminuir, o continuar las operaciones industriales que están siendo monitoreadas (Grigoli et al., 2017). Las redes de monitoreo microsísmico de alta densidad permiten la detección de eventos débiles (debajo de magnitud 0), incluso en la presencia de una fuerte contaminación por ruido. Una consecuencia de la mejora en la detección es un decrecimiento en la magnitud de completitud (M_c , magnitud mínima sobre la cual todos los sismos en una región pueden ser registrados confiablemente) y la generación de catálogos microsísmicos extremadamente grandes, a veces masivos. Por esta razón, una red de monitoreo de alta calidad debe ser combinada con procedimientos de análisis de datos robustos ante el ruido, en tiempo real y automáticos, que son necesarios para manejar este tipo de grandes conjuntos de datos y poder proveer resultados confiables para interpretar (Cesca y Grigoli, 2015).

Para los fines de esta tesis, y debido a que este es un estudio sismológico, se usará el concepto de microsismicidad o micro-terremotos de Ellsworth (2013), para el cual se consideran en el rango de micro a los eventos con magnitudes menores a 2 M_l , es decir, que están por debajo del umbral de percepción humana y solo pueden ser correctamente detectados y parametrizados por

equipamiento sismológico cercano y configurado adecuadamente.

1.3. Objetivos y Organización de la Tesis

La zona de estudio de esta Tesis se enmarca dentro de la cuenca Neuquina, la cual debido a su gran interés petrolero constituye una de las áreas más exploradas del país. Sobre esta cuenca existe una gran cantidad de datos geológicos y geofísicos, que han permitido describir en detalle las geometrías de subsuelo. Sin embargo, la región centro-sur de la cuenca Neuquina sobre la cual se realiza la mayor parte de la explotación de Vaca Muerta, se encuentra constantemente con el problema de confidencialidad de datos. Además, los estudios sobre sismicidad inducida referidos a la industria de extracción de hidrocarburos no convencional son muy nuevos, y virtualmente inexistentes en la zona de estudio hasta la fecha, con la excepción de los presentados en este trabajo.

En los últimos años se han realizado nuevos experimentos en los alrededores del pueblo de Añelo. INPRES ha instalado 2 estaciones en 2019, y las redes chilenas e internacionales ocasionalmente registran eventos de actividad superior a 3 Ml. La red instalada para llevar a cabo los estudios aquí descritos operó con 11 estaciones desde octubre de 2014 hasta junio de 2016. A partir de julio de 2016 la red ha ido creciendo continuamente hasta contar con 24 estaciones, 9 de las cuales transmiten en tiempo real, y cuyos datos serán la base de próximos estudios. El primer desafío al trabajar con esta red consistió en configurar los equipos correctamente para que puedan registrar sismicidad que esté por debajo de las magnitudes consideradas normales en una zona activa sísmicamente, en particular para que puedan registrar correctamente magnitudes por debajo de 1 Ml. Luego, se debieron desarrollar y mejorar algoritmos y softwares para poder detectar y procesar estos eventos. A continuación se realizaron los mismos pasos para poder localizar de forma correcta los parámetros hipocentrales de los sismos.

Una vez que se contó con datos confiables se pudo comenzar a desarrollar el objetivo principal de esta tesis, determinar si las operaciones de fracturación hidráulica estaban generando sismicidad inducida en la cuenca de Neuquén. Los datos inéditos sismológicos en conjunto con nuevos datos gravimétricos, se utilizan en una integración de métodos geofísicos para elaborar modelos matemático-gravimétricos. Estos últimos junto con la sismicidad registrada, apuntan no solo a caracterizar sismológicamente el área, estableciendo su sismicidad base, y sus estructuras sismogénicas, sino determinar eventos que hayan sido disparados por actividad humana.

La presente Tesis se estructura en dos partes. La primera parte consta de cuatro capítulos donde se presenta el marco teórico de los métodos aplicados para estudiar la zona de interés. Mientras que la segunda parte tiene tres capítulos, en los cuales se aplican los métodos descritos en la primera parte y se analiza la zona de la cuenca Neuquina desde un punto de vista geofísico - sismológico. El último capítulo presenta las conclusiones más importantes a partir de la discusión de los resultados parciales obtenidos de la aplicación

de las metodologías.

A continuación se hace una breve reseña de cada uno de los capítulos:

- Parte I - Compendio de Antecedentes y Fundamentos Geofísicos
 - *Capítulo 1 - Introducción:* Se presenta la ubicación del área de estudio y la importancia de la formación Vaca Muerta, junto con un resumen de los antecedentes en dicha área. Se describen los objetivos principales del presente trabajo y finalmente se presenta un esquema general del manuscrito.
 - *Capítulo 2 - Marco Geotectónico:* Se establece el marco geológico general sobre la tectónica actual de la cuenca Neuquina y los principales rasgos geológicos en el área de estudio.
 - *Capítulo 3 - Equipamiento y Datos:* Se presentan los recursos geofísicos y computacionales que fueron necesarios para la obtención, procesamiento y armado de bases de datos tanto sismológicos como gravimétricos. Se mencionan softwares y códigos utilizados, mejorados o desarrollados para poder resolver los desafíos encarados en la tesis.
 - *Capítulo 4 - Metodología:* Se presentan las técnicas y métodos utilizados en esta tesis para sismología y gravimetría. Detallando como se llevo a cabo su parametrización y mostrando las bases matemáticas más relevantes.
- Parte II - Geofísica Aplicada a la zona de explotación de Vaca Muerta
 - *Capítulo 5 - Resultados - Sismología:* Se presentan los resultados sismológicos más importantes obtenidos del estudio de la red Añelo, realizando una interpretación general a partir de ellos.
 - *Capítulo 6 - Resultados - Gravimetría:* Se realiza un resumen de los principales resultados obtenidos a través del estudio del campo gravitatorio. Luego se detallan interpretaciones generales de las cartas y modelos gravimétricos mostrados.
 - *Capítulo 7 - Discusión:* Se llevan a cabo interpretaciones interrelacionando lo presentado en capítulos anteriores, enfocándose en el estado sismotectónico del área de estudio y su relación con la sismicidad inducida.
 - *Capítulo 8 - Conclusiones:* Se enumeran las principales conclusiones a las cuales se arriba en esta Tesis.

Capítulo 2

Marco Geotectónico

«Cada detalle en la naturaleza, una hoja, una gota, un cristal, un momento en el tiempo, está relacionado al conjunto, y forma parte de la perfección del todo»

Ralph Waldo Emerson

2.1. Introducción

El orógeno andino se ha construido progresivamente por la contracción del borde de placas relacionada a la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, desde el período del bajo Cretácico (Folguera y Ramos, 2011). La velocidad actual de convergencia es de 63 mm/año, con un azimut de 78 ° obtenido con modelado de datos GPS (Kendrick et al., 2003). En el segmento de latitud entre 36-39°S, el ángulo de subducción en la zona sismogénica buza aproximadamente a 10°E entre los 73 y 74°O, mientras que al este de estas longitudes, la zona de Benioff buza a $30 \pm 1^\circ\text{E}$ (Bohm et al., 2002).

Ramos et al. (2011) distinguen tres provincias geológicas en la provincia de Neuquén, las Cordilleras Principal y Patagónica y el Engolfamiento Neuquino. La comprensión y significado de estas provincias, tanto como la resolución de sus contactos se logró a través de la combinación de mapas geológicos y topografía digital, además del estilo estructural propio de las diferentes regiones (2.1). Los Andes principales se dividen en las Precordilleras neuquinas norte y sur, debido una serie de cuencas longitudinales en la Cordillera Principal. Estas son las cuencas de Loncopué y de Bio Bio - Aluminé, las cuales son grábenes extensionales parcialmente invertidos en ciertos sectores durante la compresión andina. La Dorsal de Huincul divide el Engolfamiento Neuquino en dos depocentros. La subcuenca norte, la más importante, está caracterizada por el Alto de Los Chihuidos, el Flanco Oriental y el Bajo de Añelo. Todas estas unidades estructurales tienen una estratigrafía y una estructura distintiva.

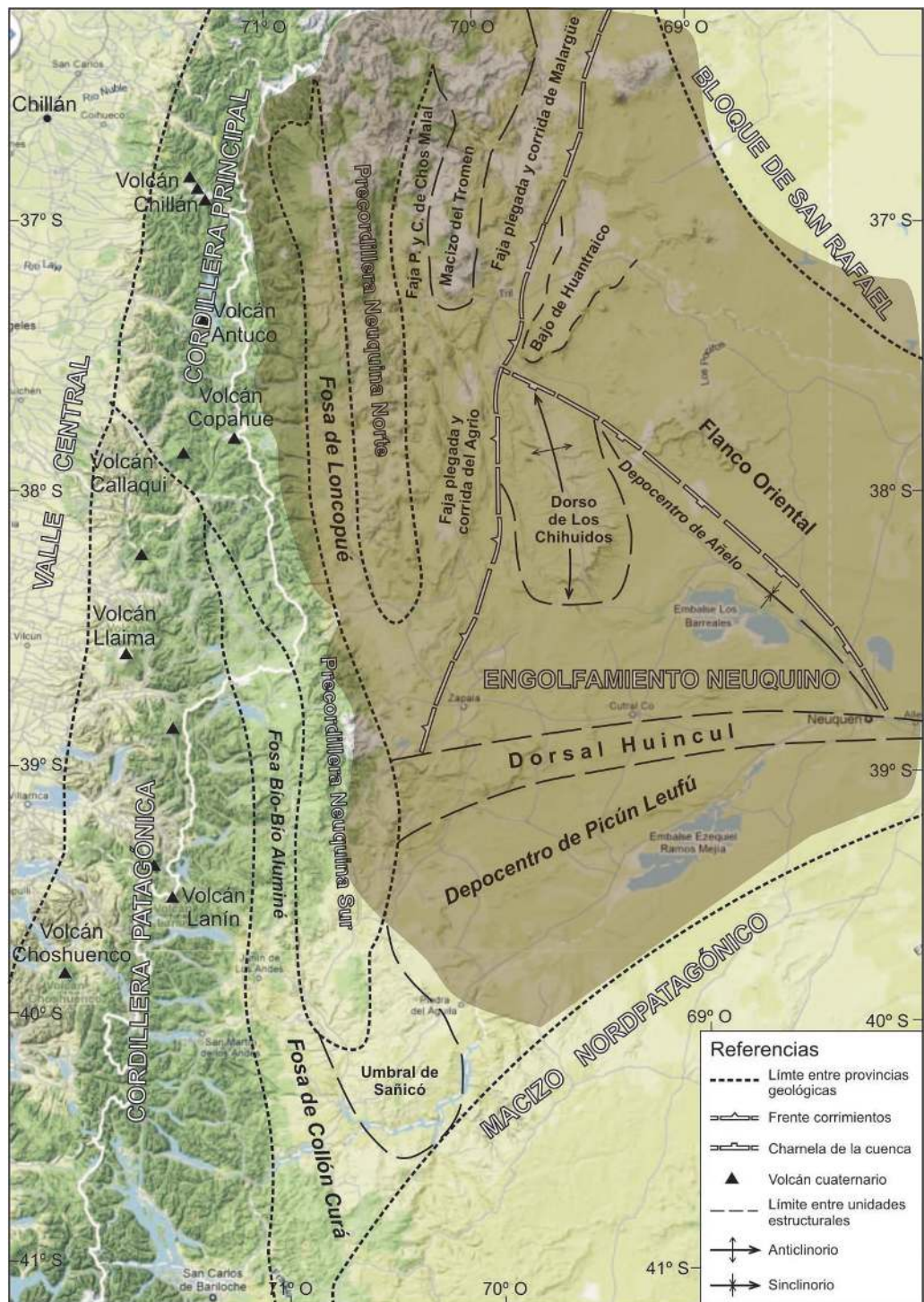


Figura 2.1: Figura de Ramos et al. (2011). Topografía de la provincia del Neuquén y regiones aledañas donde se puede observar que el macizo andino tiene dos segmentos cordilleranos bien definidos, la Cordillera Principal y la Cordillera Patagónica, cuyos límites se observan entre los 38° y 39° de latitud sur. Se denota con transparencia el área de la cuenca Neuquina. Las estribaciones extrandinas se han agrupado tradicionalmente en el Engolfamiento Neuquino.

2.2. Cuenca de Neuquén

La cuenca Neuquina está ubicada al pie de los Andes, en la zona de retro-arco entre los 34° y 40°S (Figure 1.1).

Tres etapas son planteadas para la evolución y desarrollo de la cuenca neuquina (Howell et al., 2005). Durante el Triásico superior hasta el Jurásico inferior se desarrollaron los depocentros extensionales (incluyendo el Engolfamiento Neuquino) que acumularon aproximadamente 7 km de sedimentos (Legarreta y Gulisano, 1989; Vergani et al., 1995; Franzese y Spalletti, 2001). Posteriormente, entre el Jurásico inferior y el Cretácico inferior, se detuvo localmente la acumulación de sedimentos debido a breves eventos de inversión (Vergani et al., 1995). Luego, la apertura del Atlántico sur y el consecuente movimiento hacia el oeste de la placa Sudamericana por encima de la placa de Nazca resultó en un régimen de compresión dando origen al desarrollo de la cuenca neuquina de trans-arco y a las fajas plegadas y corridas de retro-arco. La estructura actual está relacionada principalmente con etapas del Cretácico superior y Mioceno superior del crecimiento andino (Cobbold y Rossello, 2003).

La principales estructuras morfológicas desarrolladas en la cuenca de Neuquén (Fig. 2.1), incluyen de oeste a este el arco volcánico, la fosa de retro-arco de Loncopué, la faja plegada y corrida del Agrio, el bajo de Añelo y el anticlinal de los Chihuidos. Este último es una estructura de 150 km de largo y 40-60 km de ancho interpretada como un anticlinal de núcleo de basamento, segmentada en sectores Norte y Sur (Fig. 1.3), ambos caracterizados por una vergencia occidental predominante (Messenger et al., 2010). Estos autores encontraron evidencias que sugieren el crecimiento actual de una estructura denominada anticlinal de Añelo, al este del anticlinal de los Chihuidos.

2.2.1. Dorsal de Huincul

Un rasgo geológico de gran importancia en la región de estudio es la Dorsal (o sistema) de Huincul (Fig. 2.1). Este sistema se extiende en dirección E-O, desde la Cordillera de la Costa en Chile hasta la localidad de Choele Choel en la provincia de Río Negro en Argentina (Chotin, 1976; Déruelle et al., 1978; Kostadinoff et al., 2005; Mosquera et al., 2011). Esta dorsal divide la cuenca Neuquina en dos subcuencas, la principal hacia el norte y la subcuenca de Picún Leufú hacia el sur (Ramos et al., 2011). En un principio, este rasgo fue interpretado como un alto estructural formado por fallamiento extensional que se hundía tanto al norte como al sur. Estudios posteriores tanto en subsuelo como en superficie llevaron a interpretar la estructura de la dorsal como una sumatoria de eventos de deformación con esfuerzos cambiantes a lo largo del tiempo (Vergani et al., 1995), siendo primero extensionales, luego compresivos con una orientación que rotaba desde nor-noroeste a este oeste y sudoeste de acuerdo al vector de convergencia entre la placa de Farallón y Nazca y la placa sudamericana (Mosquera y Ramos, 2005). Esta rotación hacía alternar la generación de estructuras en la dorsal de Huincul de horsts

y grábenes en el Triásico superior a Jurásico inferior, a estructuras de inversión tectónica positiva en el Jurásico superior, a estructuras transpresivas a transtensivas en el Cretácico y el Cenozoico (Mosquera et al., 2006).

Estas hipótesis fueron actualizadas parcialmente por Silvestro y Zubiri (2008) quienes plantean un esquema alternativo caracterizado por el desarrollo de corredores transcurrentes, estructuras relacionadas a inversión oblicua de hemigrábenes previos y la generación de estructuras compresivas sin influencia de los rasgos extensionales anteriores. Finalmente en el trabajo de Mosquera et al. (2011) se describe a la Dorsal como un cinturón de intraplaca perpendicular al margen convergente del Pacífico, que acomodó deformaciones de contracción y de transpresión durante el período Jurásico.

2.2.2. Faja plegada y corrida del Agrio

Dentro de la cuenca Neuquina las fajas plegadas y corridas de retroarco son de norte a sur: la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (FPCM), la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal (FPCCM) y la Faja plegada y Corrida del Agrio. Esta última fue identificada por Bracaccini (1970) y posteriormente fue interpretada por Ramos (1978) como una deformación compresiva de retroarco al este del arco volcánico activo, y asociada a pliegues y fallas inversas despegados en los niveles evaporíticos de las estructuras profundas.

La Faja del Agrio presenta dos sectores diferentes, uno interno y de carácter montañoso que corresponde a la Precordillera neuquina norte, con fallas que involucran al basamento (Vergani et al., 1995; Ramos, 1998) y el otro externo de naturaleza epidérmica que se desarrolla en el pie de monte del Engolfamiento Neuquino. Zapata y Folguera (2005) y Valcarce et al. (2006) describieron y caracterizaron sus estilos estructurales.

2.2.3. Dorso de Los Chihuidos

El Dorso de los Chihuidos es un alto estructural de unos 110 km de largo y orientación nor-noroeste. Su expresión morfológica superficial muestra una zona elevada de aproximadamente 65 km de ancho, sin embargo, la zona elevada por encima del nivel regional para unidades cretácicas es cercana a los 100 km en forma perpendicular al eje del Dorso. Si se observa una imagen satelital de la región (Fig. 2.2), se puede notar que la morfología del dorso indica un levantamiento muy reciente. El arcavamiento radial en su terminación sur y la topografía subparalela a la estratificación son indicativos de esta situación.

La estructura de Los Chihuidos está caracterizada por una serie de anticlinales con vergencia hacia el oeste (Mosquera et al., 2006), inferida por la asimetría de sus flancos que inclinan unos 20° al oeste y sólo 4 a 5° hacia el este. Se ha interpretado como una estructura de basamento que ha tenido diversos pulsos de levantamiento, los cuales fueron establecidos por las relaciones estratigráficas y las dataciones de trazas de fisión en diferentes unidades del dorso de Los Chihuidos (Ramos et al., 2011).

Messenger et al. (2010) realizó un estudio geomorfológico de las terrazas, el cual muestra un levantamiento y basculamiento posiblemente cuaternario, quizás asociado a estas latitudes a los esfuerzos compresivos de la colisión de la zona de fractura Mocha en el margen continental (Folguera y Ramos, 2000).

2.2.4. Bajo de Añelo

El Bajo de Añelo es un rasgo estructural lineal de primer orden de orientación NO que divide al Engolfamiento Neuquino en dos vertientes y que es visible en imágenes satelitales (Fig. 2.2), mapas estructurales, isópacos y gravimétricos (Pángaro et al., 2011b). Su importancia regional fue destacada por Ramos (1978) y su correlación con una anomalía en el espesor cortical desarrollada en la etapa de rift de la Cuenca Neuquina durante el Triásico Tardío a Jurásico Temprano fue abordada por Sigismondi (2011). Un análisis más detallado de este rasgo permite definir tres segmentos en los cuales se reconoce una morfología particular asociada a la estructuración diferencial del Bajo de Añelo desde el Jurásico hasta el Mioceno. Su importancia como elemento de control de la distribución de hidrocarburos varió en función de su edad como elemento estructural la cual varía de sudeste a noroeste entre Jurásico Temprano a Terciario (Pángaro et al., 2011b).

2.2.5. Flanco Oriental

El Flanco Oriental del Engolfamiento Neuquino abarca un área de 27.000 km² y se extiende desde el Bajo de Añelo al sudoeste hasta el borde de cuenca al noreste, abarcando parte de las provincias del Neuquén, La Pampa, Río Negro y Mendoza. Sus límites como unidad morfo-estructural están dados por el Bajo de Añelo al SO, el borde de cuenca al NE y la Dorsal de Huincul al SE (Pángaro et al., 2011a).

El Flanco es una plataforma estable segmentada por una serie de fracturas de basamento de rumbo noroeste. Está formada por una serie de suaves plegamientos asociados a fracturas de rumbo noroeste, conocido como sistema de Entre Lomas (Mosquera et al., 2006), y cuyo borde occidental marcaría una charnela que marginaría el talud hacia el Bajo de Añelo.

2.2.6. Principales estructuras tectónicas en el Área de Estudio

En el trabajo publicado por Cristallini et al. (2009) se presenta un mapa integrado de las estructuras de edad precuyana (Triásico Superior - Jurásico Inferior) de la región del engolfamiento de la cuenca Neuquina (Fig. 2.2). En él se cartografían los principales grábenes, hemigrábenes, fallas y zonas de transferencia de la etapa extensiva de la cuenca Neuquina, al sur del río Colorado. La dirección general de las fallas normales desarrolladas durante el Triásico superior - Jurásico temprano es noroeste en toda esta región.

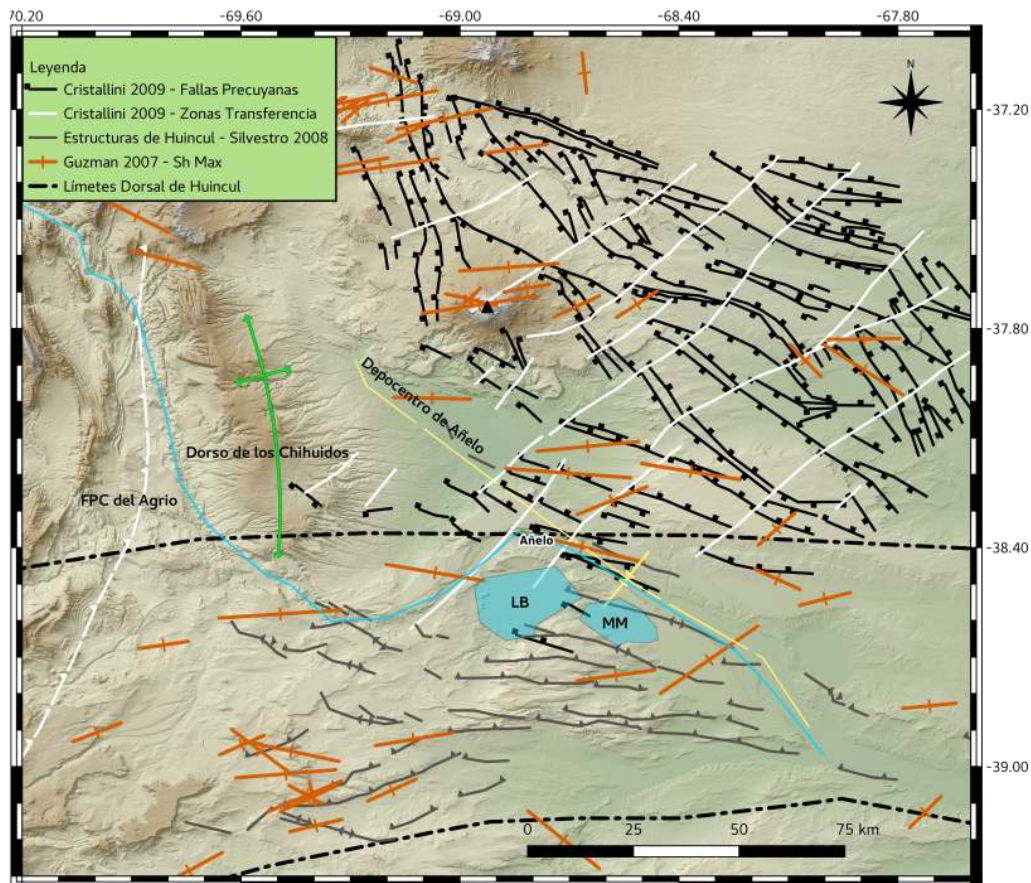


Figura 2.2: Modelo de elevación digital detallando la ubicación de las principales estructuras publicadas por Silvestro y Zubiri (2008); Cristallini et al. (2009), así como las direcciones de máximo esfuerzo horizontal (Sh max), obtenidos por análisis de ovalización de pozos (borehole breakouts) por Guzmán et al. (2007) y los límites de la Dorsal de Huincul en negro. En celeste se marca el Río Neuquén y los embalses Los Barreales (LB) y Mari Menuco (MM).

Sin embargo, existen dos poblaciones bien marcadas y con distintas características. La primera de ellas (población noroeste) está compuesta por fallas con direcciones azimutales superiores a 130° y en general acomoda grábenes y hemigrábenes bien profundos y de mayores dimensiones (ej. fallas de los lineamientos de Entre Lomas y Estancia Vieja). La segunda población (población oeste-noroeste) está compuesta por estructuras con direcciones azimutales inferiores a los 110° y genera cuencas más pequeñas y en general menos profundas (ej. hemigrábenes de las zonas de Loma la Lata, Agua de Cajón, Lindero Atravesado, Bandurria, etc.).

Si bien la interacción entre ambas poblaciones, en general es difícil de visualizar ya que se da en niveles profundos, en algunos sectores se observa que la segunda población corta y modifica a la primera. Distribuidas en gran parte de la región analizada se desarrollan fallas normales durante el Jurásico superior y el Cretácico. Estas estructuras se concentran sobre las fallas precuyanas de los grábenes y hemigrábenes y sobre las zonas de charnela de los mismos. Este nucleamiento de fallas normales en los bordes de los hemigrábenes es explicado por la tensión producida por estiramiento de las capas ante la subsidencia diferencial del relleno de los hemigrábenes (Cristallini et al., 2009). Estas fallas tienen en general dirección noroeste y se disponen en forma paralela sobre las estructuras precuyanas de la población noroeste y en forma escalonada (en echelón) sobre la población oeste-noroeste de fallas precuyanas.

Por debajo del Río Neuquén, Silvestro y Zubiri (2008) definen lineamientos estructurales principales de subsuelo y afloramientos, relacionados a la dorsal neuquina. En base a la orientación de los lineamientos se puede diferenciar un sector occidental con predominio de estructuras compresivas de orientación NE y vergencia hacia el sureste; un sector oriental con estructuras mayormente transcurrentes de orientación NO; un sector norte correspondiente al engolfamiento en donde se desarrollan casi exclusivamente corredores transcurrentes de bajo relieve estructural y finalmente un sector central de transición en donde las estructuras tienen una orientación E-O y presentan características tanto transcurrentes como compresivas.

Estado de esfuerzos en la cuenca Neuquina

Guzmán et al. (2007) calculó una orientación media de esfuerzo horizontal máximo (SH max) de 88.7° para el área de estudio, y obtuvo los SH max puntuales calculados a partir de cada ovalización de pozo (borehole breakout, ver figura 2.2). Además, estos autores remarcan que perturbaciones locales debido a fuerzas inducidas por ejes no meridianos topográficos locales o controles de basamento llevan a pequeñas rotaciones con respecto a la tendencia general. Esto es de gran utilidad para el estudio puntual de los terremotos tectónicos mas relevantes y un análisis más localizado de la sismicidad.

2.2.7. Geología de la Formación Vaca Muerta

El marco geológico de la Formación Vaca muerta en la cuenca Neuquina, es el resultado de una combinación de interacciones complejas entre procesos previos en el basamento, junto a una naturaleza segmentada de la deformación en épocas Andinas (Ramos et al., 2019). Las fábricas estructurales del basamento, como consecuencia de la acreción de distintos terranes Paleozoicos y la subsecuente fracturación Triásico - Jurásico, controlaron fuertemente la sedimentación de esta Formación en el Jurásico superior - Cretácico inferior. Sin embargo, el resultado estructural final es dominado por los procesos Andinos. En el sur de Mendoza, la cuenca se asocia a importante vulcanismo cenozoico y grandes estructuras, como resultado del adelgazamiento de la losa plana de Payenia. Los sectores central y sur de la cuenca fueron dominados por subducción normal, y sus diferentes fajas plegadas y corridas fueron condicionadas por la reología y estructuras previas de sus basamentos.

Como un todo, es posible concluir que la gran expansión del engolfamiento controlado por el rifting del Triásico superior - Jurásico inferior y la subsecuente e importante subsidencia termal de la cuenca, fueron los principales procesos que le confieren sus cualidades únicas a la Formación Vaca Muerta (Ramos et al., 2019). El espesor y volumen de esta unidad, distingue a Vaca Muerta como la única de su clase a lo largo de todo el margen continental de Sudamérica.

Capítulo 3

Equipamiento y Datos

*«Medir lo que sea medible, y hacer medible lo que no lo sea»
Galileo Galilei*

3.1. Introducción

En este capítulo se detallan todos los equipos geofísicos, computacionales y hardware en general que fueron necesarios para adquirir los datos para llevar a cabo esta tesis, así como también todos los softwares y lenguajes de programación utilizados para procesarlos. Se comienza con una sección (3.2) dedicada a la conformación de la red sismológica, su mantenimiento y resultados crudos, y los posteriores recursos que fueron necesarios para trabajar los datos obtenidos, para continuar luego con la sección de gravimetría (3.3).

3.2. Sismología

La red sismológica de escala local de Añelo, se instaló debido a la carencia de un experimento de escala adecuada para detectar sismicidad de pequeñas magnitudes en el área de estudio del presente trabajo, que a su vez también presentaba carencia de estaciones sismológicas. El objetivo era determinar la sismicidad de base de la zona antes de que las actividades petroleras crezcan tanto que imposibiliten diferenciar sismicidad natural de base de sismicidad inducida. Para esto sería necesario no solo poder trabajar con sismicidad de baja magnitud ($0 < Ml < 3$), sino que eventualmente, también con microsismicidad ($Ml < 0$). Al momento de comenzar este proyecto, incluso hasta la fecha, detectar microsismicidad con una red sismológica regional es altamente improbable. Hacerlo utilizando una red local es difícil, la mayoría de los estudios de microsismicidad se realizan a través de métodos de sísmica de reflexión o refracción, con multitud de geófonos instalados en la proximidad de pozos activos, que operan en periodos cortos a un costo económico muy alto. La tarea de instalar una red sismológica de cobertura local en toda un área petrolera, no simplemente en un pozo, que funcione 24 horas del día todo el

año, y sea capaz de registrar y localizar precisamente eventos microsísmicos llevó mucho trabajo.

3.2.1. Red Local Añelo

Redes de monitoreo sísmico bien diseñadas son fundamentales para mejorar la calidad de detección de señales sísmicas débiles, para obtener localizaciones precisas, magnitudes y parámetros de la fuente, tanto para sismicidad natural, como inducida. Por otro lado, localizaciones hipocentrales, estimación de magnitud y parámetros de fuente basados en redes regionales, locales y microsísmicas usando diferentes herramientas de procesamiento a menudo proveen diferentes resultados. Tales discrepancias pueden causar gran preocupación en áreas donde se desarrollen actividades industriales que puedan potencialmente generar terremotos (Grigoli et al., 2017). En varios casos, la disponibilidad de múltiples resultados de diferentes centros de investigación, la falta de información sobre la precisión de la magnitud y localización, o incluso la comunicación de eventos erróneamente localizados puede llevar a severos problemas de interpretación o comunicación (Cesca et al., 2013). En este marco, la instalación de la red de monitoreo y el desempeño de su sistema de procesamiento marcan una diferencia muy importante, como también la comunicación pública de resultados.

El Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV), dependiente de la Universidad Nacional de San Juan (UNSJ) instaló una red sismológica para estudiar la cuenca Neuquina en 2014, utilizando además fondos provistos por Fonarsec a través del proyecto ONDAS FSTics2010 N°0006. La red sismológica local de Añelo (Fig. 1.3) se estableció instalando 11 estaciones de banda ancha con una cobertura de ~ 70 km x 70 km en el centro-norte de la cuenca Neuquina. La misma registró datos continuamente desde noviembre del 2014 hasta julio del 2016. Cada estación estaba compuesta por un sismómetro de banda muy ancha Trillium 120Pa (Fig. 3.2) y un registrador digital Taurus (Fig. 3.3), ambos fabricados por la compañía canadiense Nanometrics. El tiempo en las 11 estaciones fue sincronizado mediante receptores GPS instalados sobre los paneles de alimentación solar. Las estaciones fueron instaladas en lo posible en afloramientos rocosos (Fig. 3.1 b). En los emplazamientos compuestos principalmente por arenas y sedimentos pobremente consolidados, los sismómetros se colocaron dentro de cajas de concreto sin fondo (que pueden ser selladas y aisladas en su parte superior), previamente enterradas y ancladas en pozos con profundidades entre 0.5 y 1 metro, con el objeto de mejorar la relación señal ruido (SNR). Finalmente los sismómetros fueron orientados y nivelados antes de sellar el recinto y cubrir con tierra. Las estaciones fueron luego protegidas por medio de cierres perimetrales (Fig. 3.1 c).

Desde julio de 2016 el experimento entró en su segunda fase de desarrollo, con la instalación de nuevas estaciones y la relocalización de algunas de las anteriores, contando con 28 estaciones en total, combinando equipos de banda ancha, intermedia y periodo corto, fabricados por distintas compañías

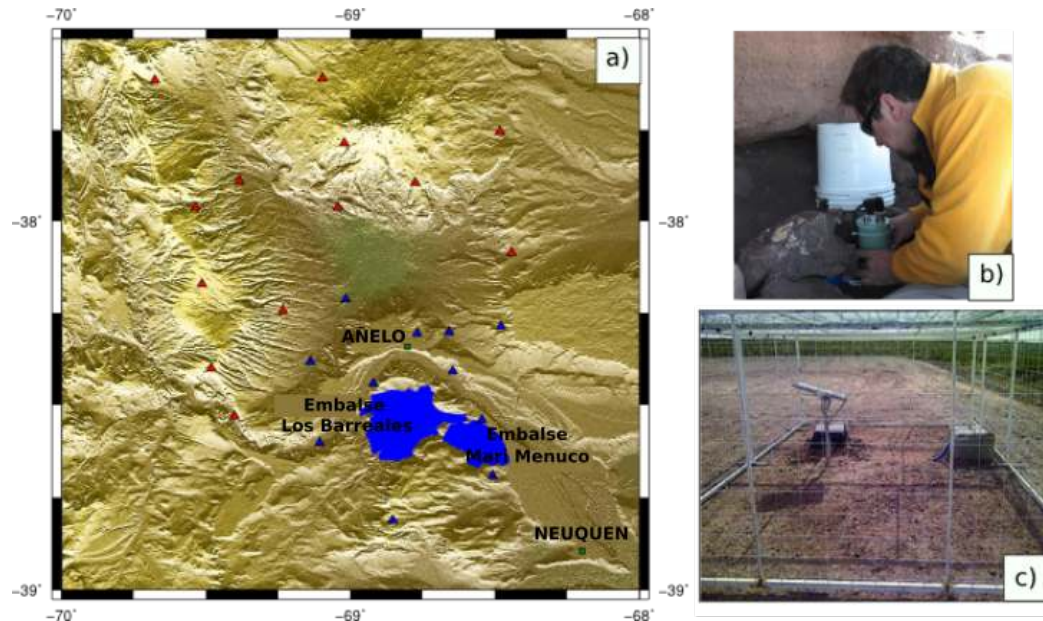


Figura 3.1: a) Modelo de elevación digital del área de estudio. En triángulos azules, red de estaciones que operó entre 2014 y 2016. En triángulos rojos, red estaciones aumentada que comenzó a operar en julio de 2016. b) Sismómetro siendo orientado y nivelado previo a la instalación. c) Apariencia de una estación finalizada, puede observarse el panel de alimentación solar a un lado de la caja hidrófuga donde se encuentra el registrador y batería. Un poco más alejado puede verse la caja de concreto sellada donde se encuentra el sismómetro.

y abarcando un área de $\sim 150 \text{ km} \times 120 \text{ km}$ (Fig. 3.1 a). En julio de 2019 el experimento entró en su tercera fase que continúa operando hasta la fecha, manteniendo una configuración similar, con la diferencia de que está conformada por 24 estaciones, 9 de las cuales transmiten en tiempo real, y se estima para fines de 2021 agregar 2 estaciones y contar con transmisión en tiempo real en todas ellas. En esta tesis se presentan los resultados obtenidos de la primer fase, y los eventos de mayor energía de la segunda fase.

Sismómetro Trillium 120 PA

El Trillium 120PA (Fig. 3.2), es un sismómetro banda ancha que se ha desplegado en todo el mundo para el monitoreo de terremotos en observatorios y despliegues portátiles. El centrado de masas de motorizado rápido simplifica la instalación y ofrece la opción de volver a centrar las masas remotamente a través de una conexión de telemetría. El centrado de masas rara vez se requiere después de la instalación inicial. Sus beneficios al momento de instalar son:

- Presentar un rendimiento de banda ancha al consumo de un sismómetro portátil de baja potencia.
- Puede ser instalado en entornos difíciles.

- Se requiere solo una pequeña área de apoyo con el menor ruido posible.
- Mayor calidad de datos e instalación simplificada mediante centrado de masa motorizado automático.

Por otro lado, sus características técnicas mas sobresalientes, según su manual de usuario, son:

- Banda ancha con 120 s a 175 Hz debajo del modelo de ruido NLML (Nonlocal Maximum Likelihood o probabilidad máxima no local, McNamara y Buland (2004)). Permite la detección de señales telesísmicas, de sismos regionales y locales dentro de este gran espectro a la máxima calidad de datos. Los registros obtenidos con este sensor de banda ancha posibilitan el desarrollo y la investigación de técnicas en períodos largos > 1 s.
- Alta sensibilidad de 1200 $V/m/s$: Permite obtener registros de alta relación señal/ruido y de movimientos muy débiles del subsuelo para reconocer sismos de muy baja magnitud.
- Auto balance de masa: Rangos críticos seleccionables o cada un periodo prolongado de tiempo. Permite el registro con mayor rango dinámico posible, donde el sensor se auto nivela en condiciones donde existe una muy débil deformación del suelo. Esto posibilita que las señales de sismos mas fuertes no saturen el conversor analógico a digital (Analog to Digital Convertor, ADC).
- Rango ajustable de 40 Volt pico a pico (V_{pp}) diferencial.
- Tres señales de control separadas para habilitar los canales U, V o W (sistema de 3 coordenadas ortogonales dependiente de la posición de las masas del sismógrafo e independiente de la orientación geográfica).
- Nivel de recorte mayor a 15 mm/s diferencial de pico a pico hasta 1.5 Hz.

Registrador Taurus

Este instrumento ligero (Fig. 3.3, fabricado por Nanometrics), de mano, puede grabar datos continuos durante más de 800 días operando a solo 750mw. Consta de un ADC de 24 bits de alta resolución, un reloj GPS de precisión y capacidades de almacenamiento interno extraíbles de hasta 64 GB, combinando todos los atributos de una grabadora autónoma con los beneficios de las comunicaciones inalámbricas y de Internet.

La interfaz de usuario se simplifica a través de una pantalla gráfica de color integrada y un teclado de cinco botones que proporciona acceso instantáneo a datos en tiempo real o grabados. Los archivos MiniSEED se graban directamente en medios extraíbles con formato FAT32 (Compact Flash), lo que permite a los usuarios transferir archivos de forma transparente a un PC o portátil para un rápido análisis.



Figura 3.2: Sismómetro de banda muy ancha Trillium 120PA, marca Nanometrics.



Figura 3.3: Registrador digital Taurus, marca Nanometrics.

Parametrización de los instrumentos

Los sensores y registradores sismológicos fueron previamente parametrizados antes de su instalación definitiva en campo. La selección de parámetros fue conservadora y consideró que se desea detectar sismos de escala local, corticales, de magnitudes desde 0 a 5 ML, y aún sabiendo que no se conoce de antemano y en detalle la sismicidad de la zona. Estos parámetros podrán ser cambiados posteriormente, realizando previamente un análisis de los resultados de las métricas de calidad, que permitirán su modificación para una aún mejor calidad de datos. Aquí la parametrización completa de los registradores:

- Frecuencia de muestreo: 200 Hz.
- Ganancia de amplificación analógica: 4.
- Rangos de entrada analógica del registrador : +10 a -10 V.
- Formato de grabación externo: miniSEED.
- Periodo de tiempo de cada archivo: 1 hora.
- Formato del nombre de archivo: SEISAN compatible.
- Sincronización con GPS: cada 3 minutos.
- Comunicación de datos: Desactivada.
- Registro de Estado de Salud (SOH): Activado.
- Tarjeta Flash Card: Robusta de 16 GB para almacenar 4 meses a 200 Hz.

3.2.2. Datos Internacionales

Para algunos de los eventos de mayor magnitud, como el sismo de 3.78 ML del 19 de noviembre de 2015, o con el objetivo de comparar y sacar conclusiones; se utilizaron ocasionalmente datos de otras instituciones. Aunque no necesariamente incorporados en procesamientos, resultados o interpretaciones, estos datos ayudaron a visualizar y ordenar los comienzos del proyecto, y en particular se utilizaron algunos registros para obtener polaridades para la obtención de mecanismos focales. De la red del IGSV se accedió a datos de la estación ZONDA (ZON, San Juan), COIHUECO (COIH, Mendoza) y LA FLORIDA (UNSL, San Luis). De redes internacionales se consultaron datos de la red sismológica mundial (Global Seismographic Network, GSN) que tiene más de 150 estaciones en todo el mundo que proveen en tiempo real datos de uso libre. GSN en cooperación con el servicio geológico de los Estados Unidos (United States Geological Survey, USGS) y IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) administran el acceso de los datos, a los

cuales se accede vía IRIS DMS (www.iris.edu). GSN está coordinada internacionalmente dentro de la Federación Internacional de redes de sismógrafos digitales (International Federation of Digital Seismograph Networks, FDSN, <http://www.fdsn.org/>) a la cual la estación ZONDA está incorporada.

Para comprobar la no existencia de registros de eventos durante los últimos 50 años en el área de estudio, se consultó en los catálogos del INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica), NEIC (National Earthquake Information Center, USGS) y ISC (International Seismological Centre).

3.2.3. Programación científica y Datos sismológicos

Para poder lograr los objetivos descriptos anteriormente, se necesitó utilizar una gran cantidad de programas ya existentes, de la misma forma que modificar o escribir por completo códigos, algoritmos y scripts. También fue necesario desarrollar un sistema de control por métricas de calidad (QC), para corroborar automáticamente el correcto funcionamiento de los equipos y la calidad del gran flujo de datos obtenido. Se destaca principalmente el trabajo en programación científica en la elaboración de métricas de control de calidad al Licenciado Santiago Soler; en la parametrización y configuración de la primer etapa del trabajo al Dr. Renzo Furlani; y el extenso trabajo tanto en programación científica como en técnica instrumental y logística del Programador Andrés Nacif, quien ha acompañado este proyecto desde su comienzo y continúa haciéndolo hasta la fecha. Para las tareas de desarrollo, procesamiento, análisis y mantenimiento se utilizó el sistema operativo Debian GNU/Linux 9.12 (stretch) versión 4.9.0-12-amd64 (<https://debian.org>, <https://wiki.debian.org/research/publications>).

Se cuenta con una infraestructura de 2 work stations para las tareas de alto procesamiento, 2 servidores de adquisición de datos en tiempo real y 2 terminales para observación sismológica y procesamiento de rutina. A su vez nuestra red cuenta con un Servidor de Almacenamiento de Datos en Red o Network Attached Storage (NAS), con una matriz de discos redundantes independientes o RAID 10, que cuenta con 6 discos WD Red de 4TB, que almacenan nuestras 4 copias de seguridad de los más de 10 Tera bytes de datos registrados hasta la fecha.

Formato de Datos

Parte de los datos utilizados se grabaron en formato SEED (Standard for the Exchange of Earthquake Data) el cual fue adoptado por FDSN (International Federation of Digital Seismograph Networks, <https://www.fdsn.org/webservices/datacenters/>) en 1987. El formato SEED es muy efectivo para enviar y recibir datos. Formas de onda solicitadas a IRIS también fueron enviados en este formato. El grueso de los archivos de forma de onda registrados por nuestra red local, sin embargo, se almacenaron y procesaron en formato miniSEED y SEISAN. El esquema mostrando como se produce la adquisición de datos puede verse en la figura 3.4.

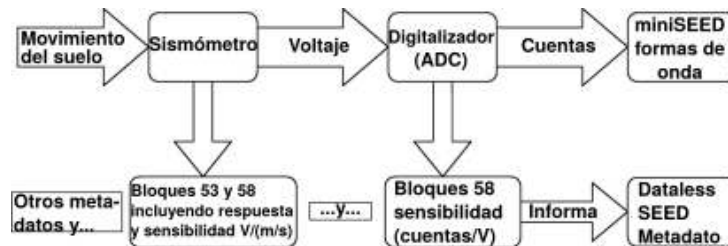


Figura 3.4: Esquema de las etapas involucradas en la adquisición de datos sísmicos, desde el movimiento del suelo hasta el archivo miniSEED. El sismómetro registra el movimiento del suelo y genera una tensión. El voltaje se digitaliza entonces en cuentas y finalmente se convierte en miniSEED. (Se traduce como bloques al concepto de blockettes, una forma de agrupar información en paquetes de datos usado en software sísmológico.)

Se utiliza el formato miniSEED debido a que los sismógrafos modernos tienen la capacidad de almacenar los datos en este formato, el cual ocupa menos espacio de almacenamiento, al solo contener datos instrumentales crudos. Por otro lado para obtener los meta datos del instrumental (necesarios para procesar correctamente los datos), se puede descargar en un único archivo dataless SEED de cada estación, válido para todos los archivos miniSEED obtenidos de esa estación. El formato SEED, que combina toda la información, tanto datos crudo como meta datos en cada archivo generado, se encuentra en desuso debido a su mayor espacio de almacenamiento.

Softwares

En las primeras etapas de trabajo se utilizó el software SEISAN para realizar el procesamiento rutinario de datos, y continúa utilizándose para observación y localización manual. El sistema SEISAN (Seismic Analysis System) es un conjunto completo de programas y permite construir una simple base de datos para el análisis de los terremotos de datos analógicos y digitales (Havskov y Ottemoller, 2001). Con SEISAN es posible utilizar los sismogramas de sismos locales y globales e introducir manualmente las lecturas de fase, editar parámetros de eventos, determinar los parámetros espectrales, el momento sísmico, los epicentros de trazado entre otros.

Los programas son en su mayoría escritos en Fortran, algunos en C y prácticamente todos los códigos son libres. El sistema SEISAN está construido por un conjunto de programas realizados por muchas personas pero fue editado por Lars Ottemöller, Peter Voss y Jens Havskov. En particular para este trabajo se destaca el uso de los programas:

- Sacsei, Seisei, Rdseed: para conversión de formato de datos y obtención de metadatos.
- Hypocenter: para realizar localizaciones de hipocentro.
- Velest: inversión de tiempos de viaje y modelado 1-D de velocidades.

- Focmec y Hash: para encontrar soluciones de planos de fallas a través de mecanismos focales, usando polaridades de los primeros movimientos de la onda P.

Dentro de esta fase (Sección 3.2.3) nuestro equipo de trabajo utilizó el lenguaje de programación interpretado Python (Van Rossum y Drake Jr, 1995), y en particular el proyecto o framework open-source ObsPy (Beyreuther et al., 2010) para realizar todos los procesos de cálculos avanzados y automatización de los mismos. ObsPy es un conjunto de librerías para sismología desarrolladas en Python dedicado a proveer un entorno para el procesamiento de datos sismológicos, promoviendo un desarrollo expeditivo y colaborativo. Para el cálculo de métricas de control de calidad (QCs - Quality Control) se utilizaron módulos de ObsPy para leer los archivos en formato miniSEED, y luego las librerías de Python: Numpy y SciPy para generar las funciones correspondientes y graficarlas. También se utilizó MySQL (Widenius et al., 2002), un sistema de gestión de bases de datos relacional desarrollado bajo licencia dual GPL/Licencia comercial por Oracle Corporation, para consultar y actualizar la información obtenida a partir de calcular métricas de control de calidad a los registros sísmicos continuos.

Se desarrolló un programa llamado Seismo-Igsv (en etapa de alfa, no disponible al público aún) que engloba un conjunto de utilidades para el procesamiento automático de grandes flujos de datos sismológicos. En primer lugar para implementar detección automática de eventos, se utilizó un algoritmo de detección STA/LTA, el que realiza una relación de la energía promedio de corto plazo de la señal en relación a la energía promedio de largo plazo. Se alimenta al software con un data set de formas de onda, y separa y corta archivos de todos los posibles eventos sísmicos. Luego de verificar visualmente si estas detecciones corresponden a eventos sísmicos descartándolos de falsos eventos detectados por el software, se les debe encontrar su hipocentro, si bien disponemos de formas de realizar picado de fases automático, elegimos realizarlo de forma manual por ser eventos de poca energía y por la necesidad de generar una gran precisión. Una vez obtenidas las localizaciones de los eventos, Seismo-Igsv calcula automáticamente la magnitud local (Ml) y magnitud momento (Mw). Para el cálculo de Mw adaptamos el script “moment_mag.automatic.py” de Lion Krischer https://github.com/krischer/moment_magnitude_calculator/tree/master/scripts.

Una vez obtenido el catálogo con parámetros hipocentrales, Ml y Mw para cada evento sísmico, utilizamos un algoritmo de relocalización automática por doble diferencia llamado HypoDD (Waldhauser y Ellsworth, 2000; Waldhauser, 2001). Dado que la forma de trabajo de nuestro software esta basado en estándares internacionales para la generación de catálogos, es posible ejecutar HypoDD (ver figura 3.5) utilizando el wrapper hypoDDpy de Krischer (2015).

Para realizar inversión de tensor momento completo se utilizó el programa Rapidinv (Cesca et al., 2010; Cesca y Heimann, 2013). El objetivo de este software es simplificar el proceso de inversión para el usuario, mientras mantiene una gran flexibilidad en la parametrización de la inversión, con el fin

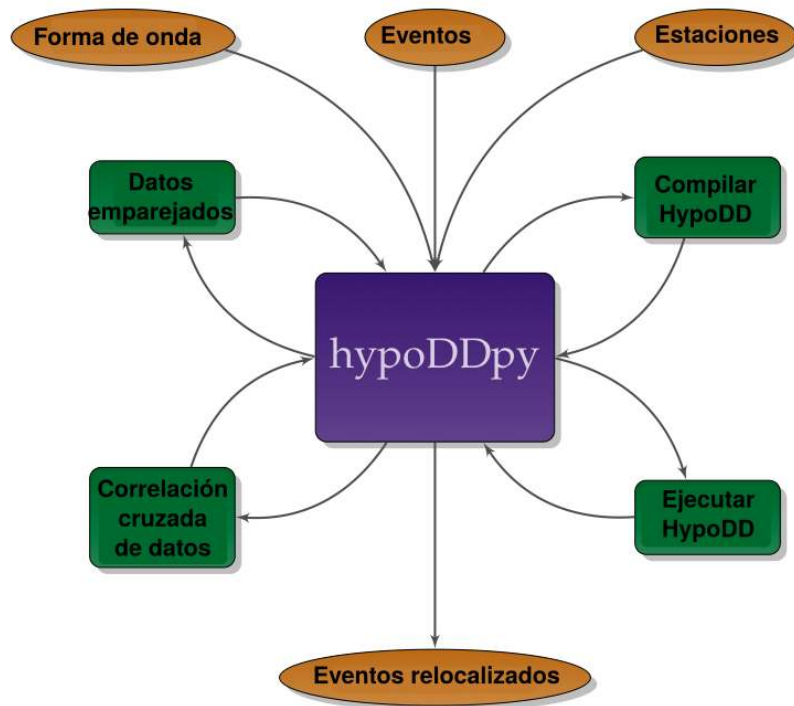


Figura 3.5: Diagrama de flujo modificado de Krischer (2015) que detalla el proceso computacional para catálogos de terremotos relocalizando con HypoDD usando el script hypoDDpy.

de poder reportar rápidamente la representación del tensor momento como parte de un sistema de respuesta temprana (early warning), diseñado originalmente para alertas de tsunamis. Para funcionar requiere la generación de una base de datos de funciones de Green y el pre procesamiento de los datos sísmicos. Rapidinv realiza la inversión de los parámetros fuente en diferentes pasos, primero resolviendo el problema inverso para un modelo de fuente puntual, y luego extendiéndolo a la búsqueda de parámetros de la fuente finitos. La inversión de parámetros de fuente puntual permite la determinación del mejor modelo de doble cupla y tensor momento completo, y provee información sobre la duración aparente y la ruptura en diferentes estaciones. Los diferentes pasos de la inversión pueden ser llevados a cabo ajustando el espectro de amplitud o las formas de onda, permitiendo una selección flexible de las estaciones deseadas, componentes del sismograma, fases sísmicas, filtros de frecuencia, peso de fases y desviaciones o errores. Rapidinv está basado completamente, y precisa la instalación previa del paquete open-source Kiwi Tools (Heimann, 2011; Cesca et al., 2011), que permite cálculos rápidos de sismogramas sintéticos para fuentes extendidas de terremotos.

3.3. Gravimetría

Las variaciones laterales en la densidad de las rocas causan variaciones en el campo de gravedad medido en la superficie, y nuestro problema central en la exploración de la gravedad es descubrir la naturaleza de las rocas subsuperficiales, sus componentes, su estructura y su distribución. Con este fin, utilizamos esta herramienta geofísica, para interpretar mediante las variaciones de densidades las estructuras geológicas en subsuelo. En general, el valor de gravedad observado es igual a la suma de anomalías de gravedad causada por masas geológicas a diferentes profundidades, las que pueden ser diferenciadas mediante la aplicación de filtros adecuados. Los datos gravimétricos describen la deformación de una cuenca en especial a escala continental, pero también a escala regional y de detalle, con profundidades de investigación que pueden ir desde discontinuidades corticales hasta el límite basamento - sedimentos, y en casos favorables, dentro de los mismos. Estos límites responden a la ecuación diferencial de Laplace (Telford et al., 1990).

El IGSV cuenta con una extensa base de datos gravimétricos que abarca toda Argentina con datos provenientes de distintas fuentes (IGSV, YPF SA, empresas petroleras, otras universidades, Instituto Geográfico Nacional, entre otros). Para este proyecto se utilizaron un total de 51237 mediciones (Fig. 3.6), que comprenden el sector central de la cuenca Neuquina, particularmente alrededor de nuestra área de estudio. Se trabajó con dos fuentes de datos de gravedad: Datos terrestres y Datos Satelitales. A continuación se describen cada uno de estos.

3.3.1. Datos Terrestres

El conjunto de datos del IGSV, consiste en más 25.000 medidas de gravedad y elevación topográfica de la región central de Neuquén, Argentina. Esta base de datos, se conforma por datos propios relevados por el IGSV, datos del IGN y datos de YPF. En una primera etapa, se procedió a homogeneizar estas bases de datos, obtenidas en distintas épocas y con diferentes instrumentales. Todo el conjunto de datos fue ajustado al elipsoide de referencia GRS80 (Sistema de referencia geodésico 1980; Moritz (1980)), y la corrección de Bouguer se realizó considerando la topografía (corteza superior) con una densidad de 2670 kg/m^3 . En particular se destacan los datos obtenidos en febrero de 2020, cuando se midió con detalle la zona que presentó mayor actividad sísmica en nuestros resultados (Fig. 3.7). Estos datos fueron relevados utilizando un gravímetro CG-5 Autograv (Fig. 3.8) fabricado por Scintrex, con tecnología de sensor de cuarzo de resolución nominal de $\pm 0,001 \text{ mGal}$. La separación media de los puntos estación es de 1.229 km, las altitudes y coordenadas fueron obtenidas utilizando el sistema GPS Trimble 5700 en modo de levantamiento estático con precisión horizontal de $\pm 5 \text{ mm} + \text{ppm}$ RMS y vertical $\pm 5 \text{ mm} + 1 \text{ ppm}$ (x longitud de la línea base) RMS.

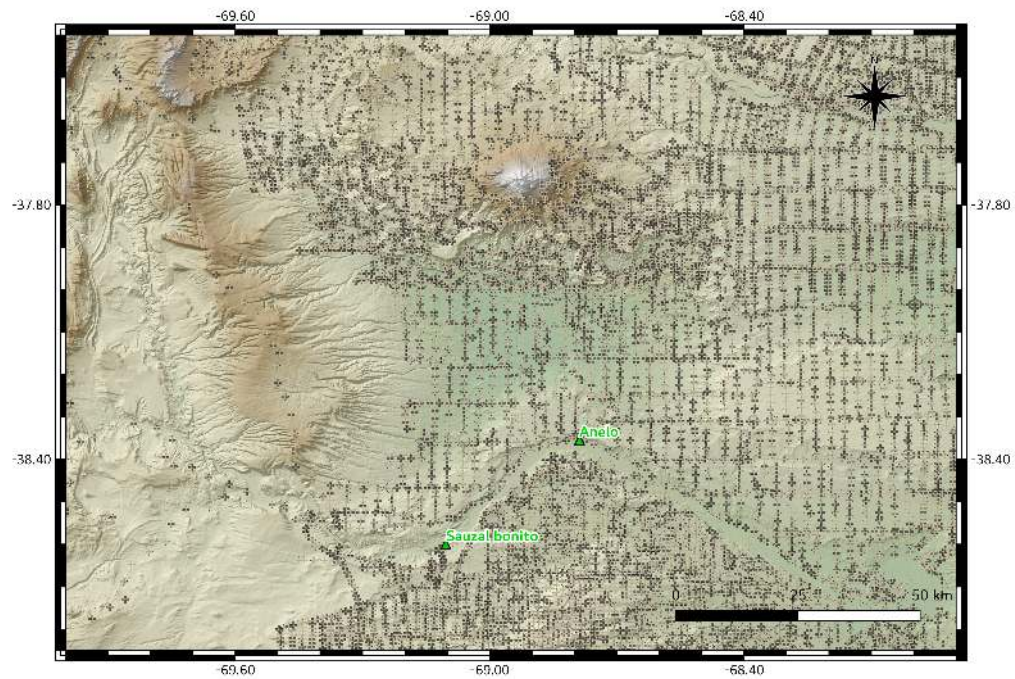


Figura 3.6: Mapa regional del área de estudio con marcadores indicando la base de datos gravimétricos del IGSV.

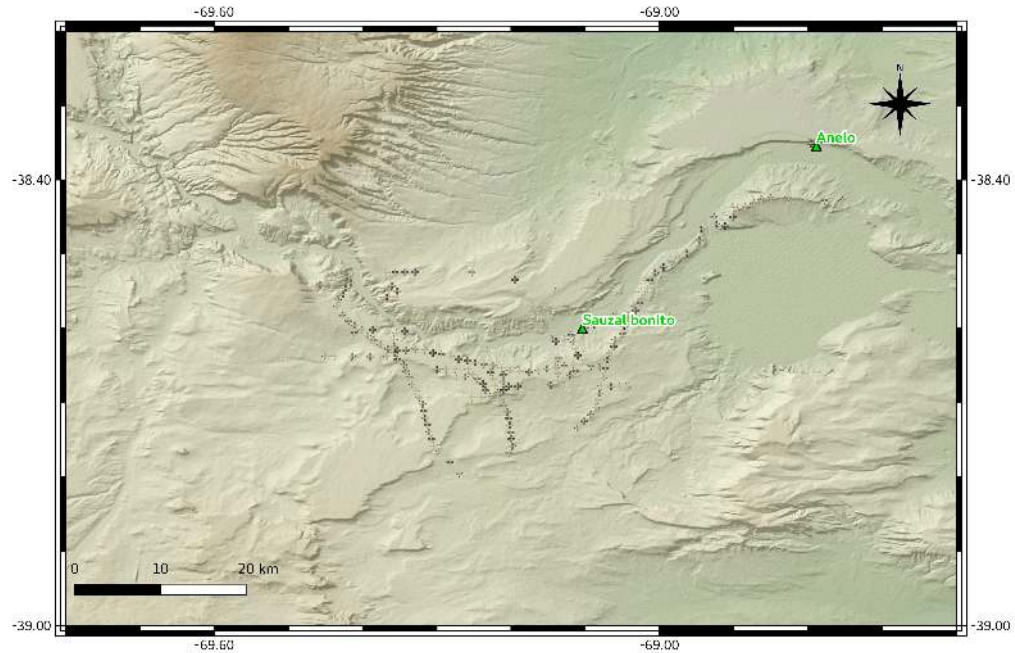


Figura 3.7: Mapa del área de estudio con marcadores indicando los puntos con mediciones gravimétricas del IGSV realizadas en 2020 en la zona de mayor actividad sísmica, la separación media de los puntos estación es de 1.229 km.



Figura 3.8: Gravímetro CG-5 Autograv, fabricado por Scintrex.

3.3.2. Datos Satelitales

Los modelos gravimétricos globales han logrado una distribución homogénea de mediciones en la superficie terrestre y con resoluciones que hasta hace pocos años eran impensadas. Uno de los principales modelos que combina los datos del satélite GRACE (Tapley et al., 2004) con datos satelitales, de altimetría y terrestres (medidos en tierra, aéreos, marinos), alcanza una resolución espacial máxima del orden 5 minutos de arco es el EGM08 (Modelo Gravitacional de la Tierra; Pavlis et al. (2008, 2012)). Sin embargo, el modelo presenta problemas en áreas donde los datos terrestres no estaban disponibles o donde los datos utilizados no son confiables, como lo demuestran los estudios de Bomfim et al. (2013), en la región de la Amazonia, o en zonas de grandes alturas como por ejemplo los Andes (Alvarez et al., 2015).

Las observaciones satelitales son las de mayor cobertura espacial, y es la materia prima básica para la reconstrucción a escala semicontinental - regional, de aspectos vitales para la investigación, como por ejemplo el relieve del Moho. El intervalo de muestreo de los datos satelitales es grande, lo cual hace que las mayores longitudes de onda espacial provean generalmente imágenes de menor resolución que otros métodos, pero con una penetración mayor en profundidad.

Modelo EGM2008

El modelo EGM2008 (Pavlis et al., 2008) es una solución combinada de datos derivados del satélite GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment, ITG-GRACE 03S, Mayer-Gürr (2007)) y de una base datos global de anomalía de gravedad con una resolución espacial de 5 x 5 minutos. Este modelo, al combinar los datos terrestres, marinos y aéreos con los datos del satélite GRACE y altimetría satelital, alcanza un alto orden de desarrollo en coeficientes armónicos esféricos hasta un grado máximo N , que define la resolución espacial para el modelo ($\lambda/2$, Li y Götze (2001); Hofmann-Wellenhof y Moritz (2006); Barthelmes (2009)). EGM2008 fue desarrollado hasta un grado máximo $N=2159$, con algunos términos adicionales hasta 2190, y la re-

solución espacial para el modelo de campo potencial es igual a $\lambda/2 \sim 9$ km. Sin embargo, en un trabajo posterior, Pavlis et al. (2012) expuso que sobre las áreas en donde sólo hay disponible datos de gravedad terrestres con baja resolución, su contenido espectral fue complementado con la información gravitacional implicada en modelos Topográficos/Isostáticos (grados entre 720 a 2160). Es decir, en áreas de topografía alta las altas frecuencias de la señal gravimétrica correspondiente al modelo EGM2008 se encuentran altamente contaminadas por la señal topográfica, en especial en aéreas en donde no se cuenta con una buena base de datos de gravedad. En la región que estamos analizando, por su baja topografía y abundancia de datos terrestres, el modelo EGM2008 funciona aceptablemente.

3.3.3. Estudio de Errores

Se analizó la magnitud de los errores para la perturbación de la gravedad entre los datos terrestres y el modelo EGM08. Para ello, en cada ubicación de los puntos de gravedad terrestres (13504 puntos), se obtuvo el valor del modelo EGM08 y se efectuó la diferencia entre ambos. Como resultado, se obtuvo una variación entre -1.5 y +25.5 mGal. En la figura 3.9, se presenta la distribución de datos terrestres, la magnitud de los errores y su ubicación geográfica y un resumen estadístico. Parecería haber un desplazamiento vertical de unos 18 mGal entre ambos modelos, valor que luego se eliminaría en el filtrado.

3.3.4. Software de procesamiento e interpretación

Para procesar, realzar, graficar y modelar los datos gravimétricos se utilizó el programa Oasis Montaj (<https://seequent.com/products-solutions/geosoft-oasis-montaj/>) de Geosoft. Ampliamente usado en geofísica de exploración, ofrece un entorno que facilita importar, procesar, ver, analizar y compartir datos geofísicos, geoquímicos y geológicos de gran volumen dentro de un entorno integrado.

Las extensiones de Oasis montaje hacen que sea un sistema robusto y eficiente para el levantamiento de planos y el procesamiento de datos geocientíficos. Hay extensiones disponibles que ofrecen funciones avanzadas para el procesamiento, análisis y control de calidad de datos geofísicos y geoquímicos, ploteo de pozos de perforación en 3D, filtrado de datos de métodos potenciales, nivelación, interpretación y otras funciones. En particular las extensiones de la herramienta montaje plus fueron desarrolladas para ofrecer capacidades especializadas para el procesamiento y para el modelado de datos de gravedad y magnetismo. Las extensiones más utilizadas en este proyecto son:

- Gravity and Terrain Correction
- Isostatic Residual
- Grav/Mag Interpretation

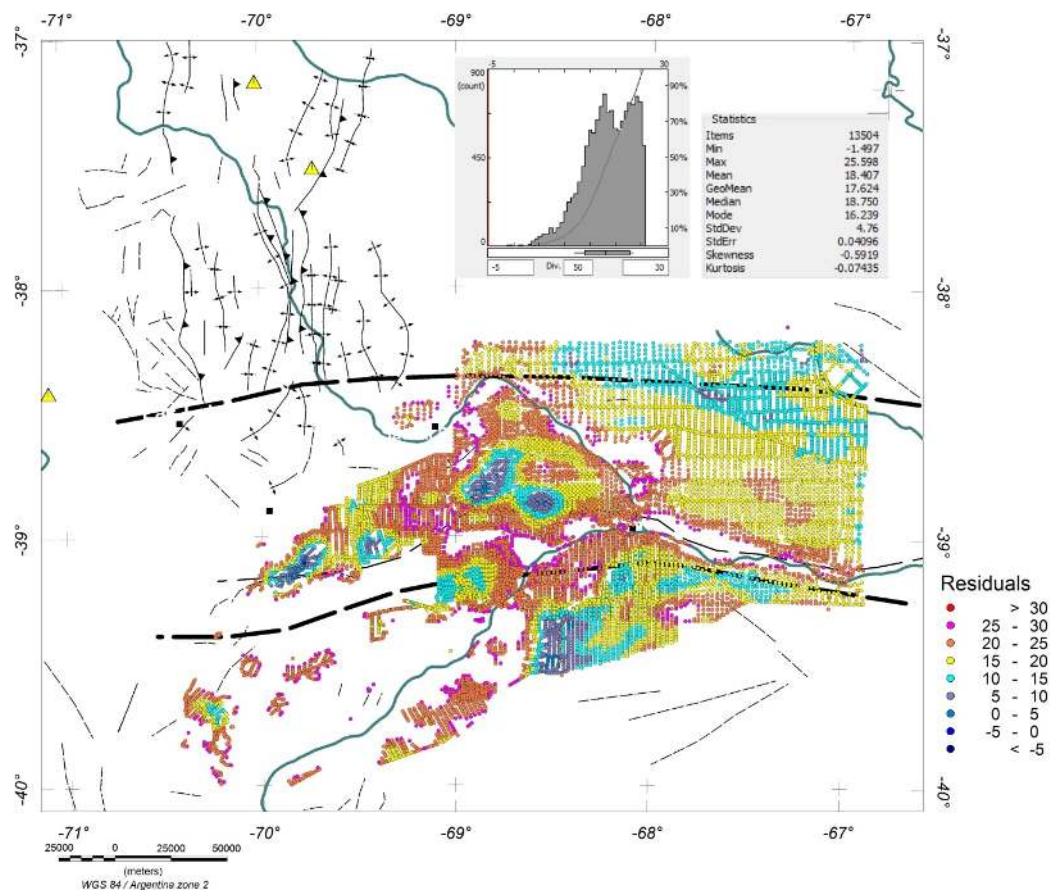


Figura 3.9: Distribución de datos de gravedad terrestres. En escala de color se representa el error entre EGM2008 y los valores medidos en terreno, de anomalía de Bouguer.

- GM-SYS Profile Modeling
- GMSYS-3D Modeling

Capítulo 4

Metodología

*«Las Matemáticas son la puerta y la llave de las ciencias»
Roger Bacon*

4.1. Introducción

En este capítulo, en la sección 4.2 se detallará como debieron ser modificados los programas y algoritmos tradicionales nombrados en el capítulo 3, sección 3.2 para poder trabajar con sismicidad de baja magnitud. También se detallarán las innovaciones realizadas así como el procesamiento sismológico de rutina y la matemática y física de base más significativa para cada método empleado.

De la misma forma se describirán las principales fórmulas y cálculos matemáticos necesarios para procesar y corregir los datos gravimétricos y luego ordenarlos en una base de datos. A continuación se presenta la metodología involucrada en el cálculo de anomalías, obtención de filtros y métodos de realce.

4.2. Sismología

Para esta tesis se presentaron dos grandes dificultades al momento de trabajar con sismicidad inducida. En primer lugar, mientras que usualmente se usan diferentes tipos de observaciones para determinar el origen de terremotos, hay una falta de reglas y métodos para la discriminación entre sismicidad natural e inducida una vez que comienza a desarrollarse una actividad humana en cierta zona. Un indicador de sismicidad inducida propuesto, es calcular la inversión y descomposición del tensor momento completo de un sismo y observar una desviación relevante de un modelo de doble cupla (DC) puro (Cesca et al., 2013). Cuando se comenzó a trabajar en esta tesis, la obtención por inversión del tensor momento completo, estaba resuelta para eventos de magnitud superior a los 3.5 a 4 grados, para eventos regionales y telesísmicos. El desafío entonces fue modificar o crear un software que permitiera trabajar con las magnitudes bajas de la sismicidad local registrada. Lo que nos lleva a

la segunda dificultad: desarrollar o mejorar metodologías capaces de realizar análisis sismológicos para eventos débiles a una escala local. Para lograr este fin, se ha realizado esfuerzo significativo en las últimas décadas, desde que la observación de micro sismicidad despertó el interés de las comunidades sismológicas y de geoingeniería (Cesca y Grigoli, 2015).

En esta sección y las sub-secciones siguientes, se presenta como se forma la base de datos sismológicos y se obtienen las métricas de calidad del registro continuo (4.2.1). Se introduce al algoritmo de detección automática de eventos energéticos (4.2.2), la selección visual de estos para considerarlos sismos, la determinación de sus tiempos de arribo de onda P y S, la localización (4.2.3) mediante un modelo de velocidades (4.2.4). Luego, el cálculo del parámetro de magnitud (4.2.5), y que procedimientos deben realizarse para su precisa determinación. Por último, se detallan los métodos más avanzados de relocalización por doble diferencia (4.2.6), mecanismo focal (4.2.7) e inversión de tensor momento (4.2.8).

4.2.1. Procesamiento - Base de Datos

Una vez recolectados todos los registros sísmicos continuos de cada estación, debemos ordenar la información en una base de datos que nos permita trabajar eficientemente con todas las herramientas que debemos aplicar. Los datos crudos, de cada canal, de cada estación, de cada hora para cada día, son ordenados usando códigos propios en Python en una base de datos ordenada en formato SEISAN. A continuación realizamos evaluaciones de calidad sobre estos para extraer información relevante.

Debemos conocer como son nuestros datos, sus diferentes características de ruido sísmico, potencia promedio, contenido frecuencial, entre otras cosas. Esto nos permite:

- Conocer cómo varían y qué características importantes tienen nuestros registros sísmicos.
- Evaluar el funcionamiento de nuestras estaciones, así como tomar medidas correctivas para mejorar la calidad de nuestros datos.
- Analizar los registros sísmicos continuos también nos permite sintonizar de forma óptima ciertos parámetros de detección automática de sismos.
- Disponer de nuevas oportunidades para evolucionar en algoritmos mas sofisticados que usen este tipo de datos, por ejemplo, procesamiento de ruido sísmico ambiente.

Métricas de control de calidad

El análisis cuantitativo de los registros continuos implica extraer de ese gran volumen de datos indicadores que informen sobre diversas características de la señal sísmica. Las métricas de control de calidad se aplicaron a los registros para conocer el desempeño de nuestra red, para obtener medidas

cuantitativas del nivel de ruido y para reajustar parámetros que permitan obtener el máximo de calidad de datos. Cada indicador se calcula cada una hora de registro y por canal. También se calcula un totalizador de todo el periodo de registro desde la última campaña de recolección de datos. En total, se obtuvieron 12 métricas para esta red y el procedimiento de cálculo es el siguiente:

- Seleccionar la base de datos de registros continuos y directorios de trabajo donde se volcarán los resultados de los cálculos de métricas.
- Especificar tiempo inicial y final.
- Seleccionar los archivos de registros continuos, en general, archivos de forma de onda que comprenden una hora de registro.
- Calcular cada una de las métricas de calidad para cada registro continuo de una hora, para toda la base de datos seleccionada entre las fechas especificadas.
- Grabar los resultados en una base de datos MySQL.
- Importar los resultados en un archivo .csv

Todo el proceso desde la lectura de datos hasta el gráfico de los mismos se realiza por códigos escritos en Python. Importamos las bases de datos de sismos, respuestas instrumentales (desde un archivo dataless SEED que contiene los datos de todas nuestras estaciones), formato de texto, y PDF “builders” para formatos de salida directamente desde nuestro software Seismo-igsv. Desde Numpy, Scipy y Matplotlib importamos múltiples módulos para el manejo de señales, disparadores, interpolaciones, espectrogramas, funciones de probabilidad, control temporal de fechas, formato de datos, etc. El desarrollo completo de este software escapa al objetivo de esta tesis y será publicado en otros trabajos.

4.2.2. Algoritmo de detección automática de eventos

Un sismo, dentro de un registro sísmico continuo, pueden considerarse como un evento discreto limitado en el tiempo, donde se produce un incremento de amplitud en ese intervalo. Visualmente se manifiestan de mayor amplitud por encima del ruido de fondo relativamente uniforme. La detección de un sismo, bajo este punto de vista, consiste en evaluar la señal continua y determinar en qué intervalos de tiempo se produce un aumento de los valores promedio de la amplitud absoluta de la señal sísmica. Una vez detectado, se procede a realizar una caracterización de dicho sismo, a la que consiste en determinar de manera precisa ciertos parámetros específicos de su forma de onda.

El algoritmo de detección automática busca en el registro sísmico continuo aquellas señales que en el corto plazo incrementan la amplitud registrada

(Fig. 4.1). Lamentablemente, hay muchas señales de este tipo que consisten en ruido no estacionario y no son sismos, por lo que el algoritmo puede fallar en su detección. Por otro lado, sismos de baja magnitud se manifiestan débilmente ante el ruido sísmico de fondo, por lo que pueden no llegar a ser detectados. Por esta razón, antes de realizar una parametrización tentativa, se deben observar visualmente parte de los registros continuos para tener un mejor entendimiento de los posibles eventos contenidos en él, y así conocer, a priori, eventos de prueba que deben ser necesariamente detectados por el algoritmo automático. Esta etapa es completamente necesaria para poder parametrizar adecuadamente los algoritmos de detección en base a las características particulares en frecuencia y tiempo de los eventos sísmicos detectados.

El algoritmo funciona de la siguiente manera (Trnkoczy, 2009):

1. Se calcula la energía promedio de corto plazo (Short Time Average - STA) como la norma L1 (promedio de valores absolutos) de la señal en una ventana corta (en tiempo).
2. Se calcula la energía promedio de largo plazo (Long Time Average - LTA) de la misma forma que para STA pero en una ventana larga (en tiempo).
3. Se evalúa la relación entre ambas.
4. Si dicha relación supera un cierto nivel de umbral, se detecta un posible evento sísmico.
5. Se realizan las etapas anteriores para otras estaciones.
6. Se evalúa si esta detección aparece en otras estaciones y dentro de una ventana de tiempo determinada.
7. Si el número de estaciones coincidentes supera cierto umbral, se considera que se ha encontrado un evento de mayor energía común a las estaciones, y presumiblemente un sismo.
8. Se recorta una ventana de tiempo para todas las estaciones que incorporen el evento.

Los parámetros que controlan este flujo de trabajo son:

- Tiempo a partir del cual se comienza una nueva búsqueda de eventos.
- Umbral de detección de relación STA/LTA.
- Umbral de ausencia de fin de evento.
- Tiempo de ventana de corto plazo.
- Tiempo de ventana de largo plazo.

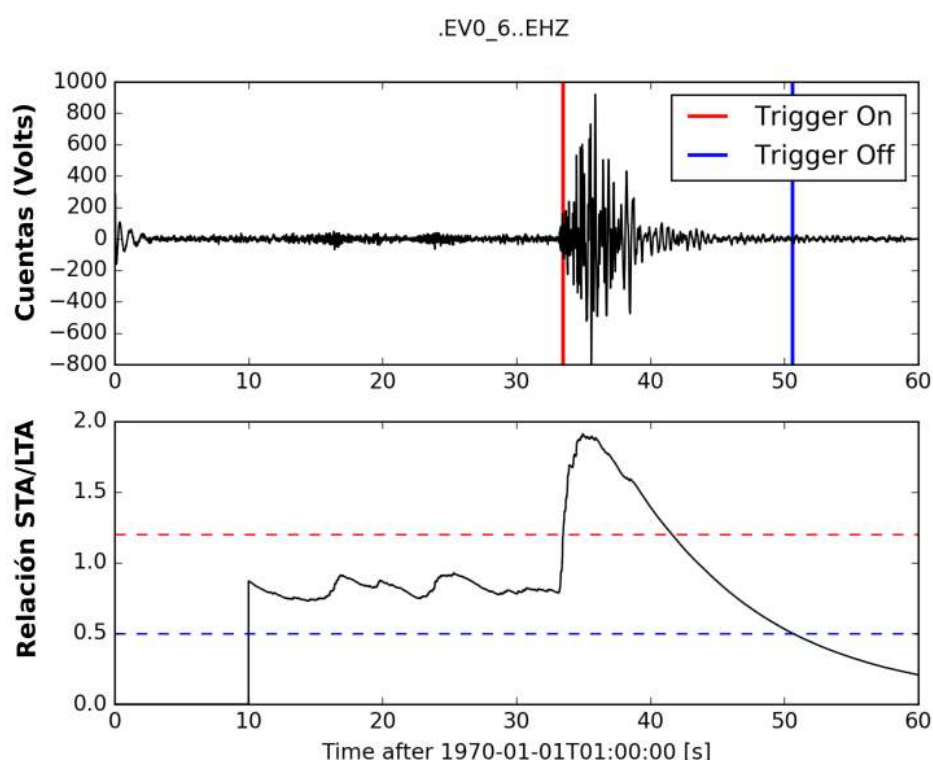


Figura 4.1: Variación de la relación entre el promedio de corto y largo plazo y la detección de un sismo.

- Tiempo previo de recorte de evento.
- Tiempo posterior para recorte de evento.
- Taper de la traza.
- Taper del evento.
- Frecuencia mínima.
- Frecuencia máxima.
- Tipo de función característica.
- Componente a evaluar.
- Número de estaciones que detectan el evento.
- Tipo de eventos.

Para cada conjunto de eventos locales, regionales, y telesismos es necesario ajustar los filtros para maximizar la relación señal/ruido. Los registros son filtrados usando etapas pasa banda antes de computarse la energía promedio. La parametrización fue diferente y adecuadamente ajustada en base a observaciones de sismos locales y regionales.

Parametrización para detección de sismos locales

La parametrización óptima del esquema de detección STA/LTA presenta algunos problemas para su ajuste. El número de eventos aumenta exponencialmente con menor número de estaciones coincidentes y la disminución del umbral de detección, aumentado también la probabilidad de detectar eventos que no son sismos, es decir, falsos positivos. Al contrario, si aumentamos el umbral y número de estaciones coincidentes, la cantidad de eventos detectados cae fuertemente, a costa de omitir eventos que son verdaderos sismos. Una solución de compromiso consiste en encontrar el valor de umbral y número de estaciones que no detecte excesivos eventos falsos positivos, pero al mismo tiempo que no omitan la detección de potenciales sismos verdaderos. A su vez, esto permite optimizar los tiempos de observación de los registros, ya que no es necesario observar todo el continuo de los datos, solo los eventos detectados por el algoritmo deben ser cuidadosamente observados.

La parametrización del flujo de trabajo para la detección de eventos locales que mejores resultados brindó fue:

- Para detectar posibles eventos se utilizó el algoritmo de disparo STA/LTA con una relación de 3.5.
- Se espera detectar eventos sísmicos locales que presentarían relativamente altas frecuencias por lo que se aplica un filtro con banda de paso entre 1 y 10 Hz.
- Una ventana de asociación de 60 segundos involucraría sismos dentro de la cobertura de estaciones, suponiendo una velocidad de corteza media de 6Km/s.
- El número mínimo de estaciones por disparo fue de 6.
- Los eventos fueron recortados con ventanas de 120 s.
- El tiempo de ventana de corto plazo fue de 3.5 segundos.
- El tiempo de ventana de largo plazo: 45 segundos.

Esta configuración nos brinda un resultado con 17 a 25 % de aciertos, en promedio basado en 90 días de registros.

Parametrización para detección de sismos regionales

Para detectar posibles eventos regionales se utilizó el algoritmo de disparo STA/LTA con una relación de 4, ya que no pretendemos detectar gran cantidad de falsos positivos, si no aquellos que verdaderamente sean sismos regionales. Este criterio puede dejar escapar algunos sismos regionales energéticamente débiles, pero dichos sismos no son relevantes para el estudio de la sismicidad natural e inducida en Cuenca Neuquina.

El criterio y la parametrización del flujo de trabajo para la detección de eventos regionales:

- Se espera detectar eventos sísmicos regionales que presentarían relativamente altas frecuencias por lo que se aplica un filtro con banda de paso entre 1 y 3 Hz.
- Una ventana de asociación de 320 segundos involucraría sismos dentro de la cobertura de estaciones, suponiendo una velocidad de corteza media de 6Km/s.
- El número mínimo de estaciones por disparo fue de 7.
- Los eventos fueron recortados con ventanas de 500 s.
- El tiempo de ventana de corto plazo fue de 50 segundos.
- El tiempo de ventana de largo plazo: 200 segundos.

Esta configuración nos brinda un resultado de 80 a 90 % de aciertos, en promedio basado en 90 días de registros.

4.2.3. Localización

Una vez obtenidos los resultados del algoritmo de detección automática, se inspeccionan visualmente para eliminar falsos positivos. A continuación se determinan los primeros arribos de fases. Estos procesos se realizan en forma manual y no automática, debido al alto nivel de precisión que estamos buscando, pues se intenta registrar eventos de muy poca energía que generalmente son pasados por alto en redes sismológicas.

Los resultados de modelos de inversión obtenidos de los parámetros de fuentes sísmicas dependen en gran medida de la calidad de los datos observados. Los modelos de velocidad unidimensional y, eventualmente, los modelos de tomografía de tiempos de viaje, utilizan los tiempos de viaje de ondas P y ondas S. En el mismo sentido, las localizaciones de hipocentros dependen de la precisa comparación de tiempos de viaje predichos y aquellos observados por el sismólogo.

El esquema de observación de los primeros arribos es el siguiente:

- La lectura de primeros arribos (comúnmente denominado picado de fases, ver figura 4.2) de onda P se obtiene por inspección visual en la componente Z, mientras que en las ondas S se determina a partir de las componentes horizontales N o E.
- Clasificación como impulsivas o emergentes, en relación al comienzo de la fase.
- Ponderación dependiendo de la incertidumbre visual en la determinación de tiempo.
- En lo posible, las determinaciones se realizaron sin filtrar la señal.

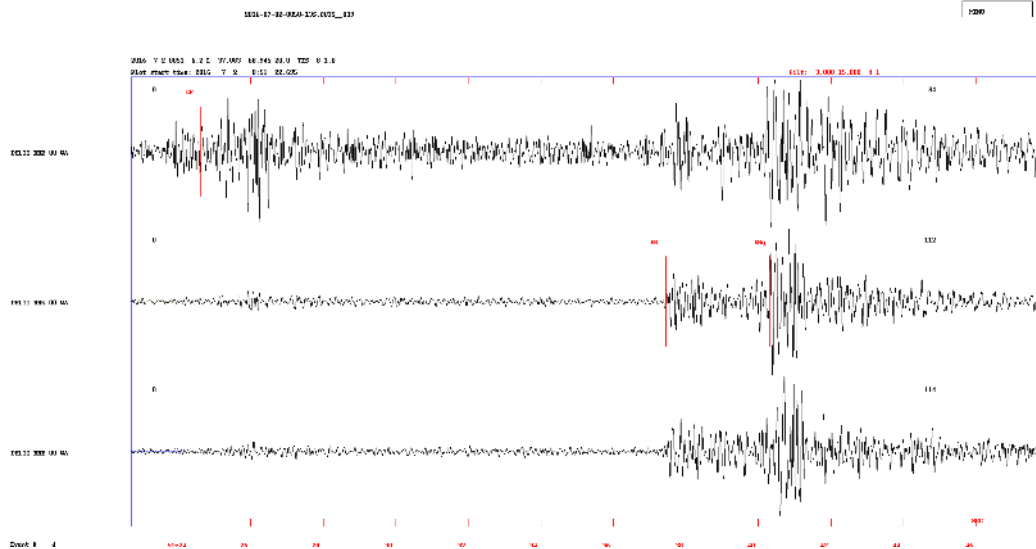


Figura 4.2: Determinación de fases para un sismo, visualizando una única estación ubicada a 110 km del epicentro determinado.

- Si es necesario filtrar la señal, se aplican filtros pasa banda de frecuencias de paso 3-10 Hz y 3-15 Hz, que fueron usados para mejorar la relación señal/ruido para señales débiles y muy contaminadas por ruido de alta y baja frecuencia.

Onda P segundos	Valoración	Onda S Segundos
0.05	1/1	0.1
0.1	3/4	0.175
0.15	1/2	0.25
0.2	1/4	0.3
> 0.25	0	> 0.35

Tabla 4.1: Valoración asignada a la incertidumbre (en segundos) en la determinación de primeros arribos.

Consideraciones sobre la determinación de tiempos de arribo

En casos particulares, se evidenciaron señales precursoras de baja amplitud registradas 0.25 segundos o menos antes de aparecer el verdadero sismo. Esto es un efecto del filtro FIR a-causal del conversor analógico-digital (ADC) de los registradores que solo se reconoce visualmente antes de eventos muy impulsivos. En general, este fenómeno se presenta en todos los registros de todas las estaciones. Basta con no realizar la lectura de tiempos en este precursor, y si en la fase altamente impulsiva, para lo cual se utiliza la valoración detallada en la tabla 4.1. Este efecto solo se manifiesta para este tipo de fases.

Eventualmente se observaron ondas refractadas de Moho Pn para sismos corticales, en general, distancias epicentrales mayores a 100 Km de la esta-

ción. En estas circunstancias se procedió con mucho cuidado ya que la *coda* de la onda Pn puede contaminar la onda directa Pg. Solo se tomó lectura de ondas Pg que sean identificables por su gran amplitud y su forma impulsiva. El conjunto de datos no fue notablemente afectado por la fase Pn, ya que la distribución local de estaciones permitió detectar eventos dentro de esta con distancias epicentrales, en general, menores a la distancia de cruce.

Por último, se procede a una verificación de datos a posteriori. Esta consistió en localizar preliminarmente sismos y revisar todas las lecturas de fases cuya diferencia entre el tiempo de arribo predicho y el tiempo observado sea mayor a 0.5 segundos.

Consideraciones adicionales en la observación de sismos

- En base a la relación entre la velocidades de las ondas P y S, y la diferencia en kilómetros que se genera con cada segundo que se aleja el sismo de la fuente, se consideró (para el área de estudio) sismos locales a aquellos con tiempo de fase S-P menores a 15 segundos, los que son guardados en una base de datos de sismos locales.
- Se consideró para el área de estudio sismos regionales a aquellos con S-P mayores a 15 segundos y hasta 40 segundos, y fueron almacenados en una segunda base de datos.
- Sismos con diferencias de tiempo S-P mayores a 180 segundos fueron considerados telesismos y se desestimaron para este estudio.

Método de Localización de Eventos individuales: HYPOCENTER

La localización de sismos se realizó inicialmente con el software HYPOCENTER (Lienert et al. (1986), ver figura 4.3) escrito en Fortran77 utilizado para eventos locales, regionales y globales. HYPOCENTER es un algoritmo iterativo que encuentra el hipocentro y tiempo origen de eventos individuales. El algoritmo de localización en su primera etapa hace una elección estimativa del hipocentro y tiempo origen (x_0, y_0, z_0, t_0) . Una posibilidad para esto es tomar inicialmente la localización y tiempo de arribo de la estación en que éste tiempo es menor.

Con el fin de tender a la linealización del problema, se asume que el hipocentro real está suficientemente cercano al valor inicial adoptado, tal que los residuos calculados para el hipocentro de prueba sean una función lineal de las correcciones hipocentrales (Havskov y Ottemöller, 2008). En una segunda etapa el software analiza los datos de las distintas fases disponibles para determinar una primera localización; esto se hace mediante el cálculo de los residuos de tiempo de viaje, tomándose como localización inicial aquella que presente el mínimo residuo (Havskov y Ottemöller, 2008). Luego se toma esta localización como la nueva entrada (x_0, y_0, z_0, t_0) para la siguiente aproximación. El método continúa hasta hacer el residuo lo suficientemente pequeño siguiendo un criterio determinado de convergencia.

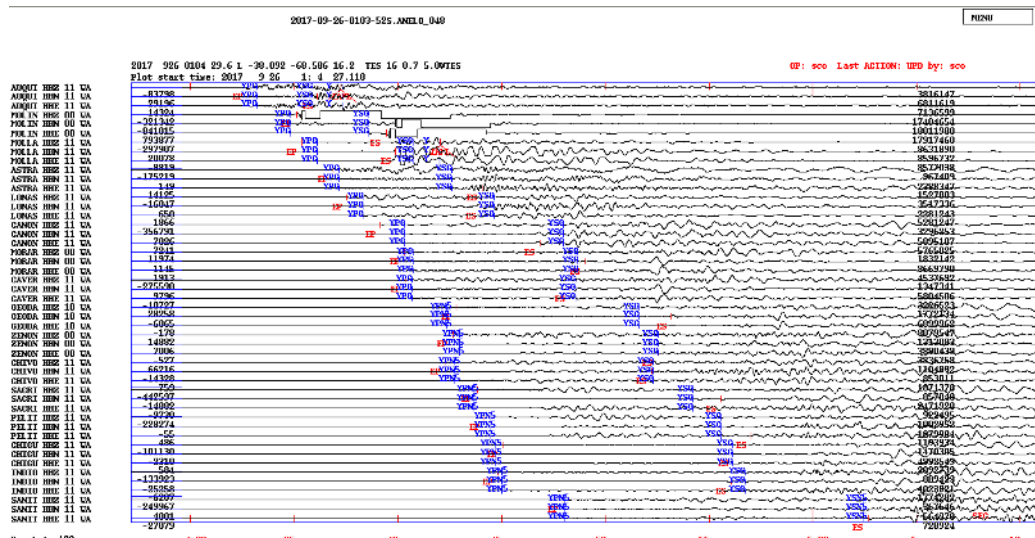


Figura 4.3: Determinación de fases en rojo para un sismo en SEISAN, usando HYPOCENTER para localizar. En azul se pueden ver las posiciones para las fases de acuerdo al modelo de velocidad utilizado, luego del proceso de localización.

Un importante factor a tener en cuenta durante el uso de HYPOCENTER es el control de la independencia entre parámetros hipocentrales (Lienert y Havskov, 1995). Esto se hizo examinando la “Matriz de Resolución” teniendo en cuenta que mientras más se aproxime a la matriz identidad es mayor la independencia de los parámetros hipocentrales. HYPOCENTER permite cambiar su configuración por defecto (default) mediante parámetros de prueba. El parámetro más crítico que afecta el comportamiento del programa es el amortiguamiento (damping), para el cual se busca encontrar un valor con una relación de compromiso entre la estabilidad y la velocidad de convergencia de la solución. Se comienza con un amortiguamiento de 0.005 (encontrado empíricamente, ver Lienert y Havskov (1995)). Cuando el residuo aumenta, aumentamos el amortiguamiento por un factor de 4, cuando el residuo disminuye, disminuimos el amortiguamiento por un factor de 0.6; así se incrementa la velocidad de convergencia mientras se mantiene estable la solución (Lienert et al., 1986).

4.2.4. Modelo de Velocidad

El tiempo de llegada de una onda sísmica generada por un sismo es una función no lineal de las coordenadas de la estación, los parámetros hipocentrales (tiempo de origen y localización espacial), y el campo de velocidad a través del cual se propaga la onda. El modelo de velocidad es un aspecto de clara incidencia en los cálculos para la determinación de hipocentros. Un modelo de velocidad unidimensional (1D) representativo se entiende como aquel modelo que a partir del conjunto de lecturas de arribo de fase, permite que la desviación RMS (root mean square, raíz cuadrada media de la diferencia de

tiempos de viaje observados con los predichos) de residuos sea mínima. Esta corrección se aplica a todas las trayectorias de rayos predichos en un modelo de inversión de un conjunto numeroso de eventos ubicados en la región de aplicación del modelo. En otras palabras, un modelo representativo es el que proporciona el mínimo RMS de nuestro conjunto de datos.

En general, ni los verdaderos parámetros hipocentrales ni el modelo de velocidad son conocidos. Considerando los tiempos de llegada y la ubicación de las estaciones como las únicas cantidades medibles, no podemos resolver con absoluta precisión ambas incógnitas. Para proceder, tenemos que hacer una suposición adecuada de los parámetros desconocidos. Utilizando un modelo de velocidad predefinido, trazamos los rayos desde una ubicación del sismo hasta los receptores y calculamos los tiempos teóricos de llegada. Las diferencias entre el tiempo de llegada observado y el tiempo de llegada calculado, denominado el tiempo residual de viaje (o simplemente residuo), puede aplicarse para el cálculo o actualización de parámetros hipocentrales.

Este esquema de cálculo supone un modelo de velocidad representativo para la región, lo cual no es necesariamente cierto. Aún así, si consideramos un modelo de velocidades preciso obtenido por otros métodos geofísicos como ser sísmica de reflexión petrolera, al menos para los primeros km de corteza este constituirá un muy adecuado modelo como tentativo para el inicio de un proceso de inversión, cuyo resultado podrá ser un modelo representativo.

En la primer etapa del estudio, no presentamos la suficiente cantidad de observaciones para invertir conjuntamente por la determinación de hipocentros y el modelo de inversión de velocidades, y así alcanzar el modelo de velocidades representativo para nuestras observaciones y determinación precisa de hipocentros.

En tal caso, usaremos, a priori, y para la determinación relativamente precisa de hipocentros, el modelo de velocidades promedio para corteza continental obtenido del modelo global denominado AK 135 (Kennett et al., 1995), debido a que esperamos que los sismos registrados en el área de estudio sean prácticamente en su totalidad corticales. La selección de un modelo a priori condiciona la interpretación de nuestra determinación de hipocentros, por lo que debemos tener en cuenta las siguientes consideraciones:

- Las localizaciones presentarán una leve a moderada, sistemática y desconocida desviación.
- La desviación será mas acentuada en profundidad, que en latitud y longitud.
- Los sismos con mayor cantidad de observaciones y mas cercanos al centro geométrico de la red presentan menor sensibilidad al modelo de velocidades que aquellos mas lejanos.
- Las desviaciones sistemáticas pueden ser considerables con aquellos sismos fuera de la red y con relativamente pocas determinaciones.

Profundidad (km)	Densidad (g/cm^3)	Velocidad P (km/s)	Velocidad S (km/s)
0.00	1.0200	1.4500	0.0000
3.00	1.0200	1.4500	0.0000
3.00	2.0000	1.6500	1.0000
3.30	2.0000	1.6500	1.0000
3.30	2.6000	5.8000	3.2000
10.00	2.6000	5.8000	3.2000
10.00	2.9200	6.8000	3.9000
18.00	2.9200	6.8000	3.9000
18.00	3.6410	8.0355	4.4839
43.00	3.5801	8.0379	4.4856
80.00	3.5020	8.0400	4.4800
80.00	3.5020	8.0450	4.4900
120.00	3.4268	8.0505	4.5000
120.00	3.4268	8.0505	4.5000

Tabla 4.2: Modelo promedio global de parámetros físicos para cortezas continentales.

El mismo comportamiento de la sensibilidad de la localización a los modelos de velocidades, se aplica si consideramos ahora como incertidumbre la observación de primeros arribos, con el fin de encontrar un modelo 1D que minimice los errores cuadráticos.

Se usó el software VELEST (Kissling et al., 1995) que presenta una solución iterativa del problema acoplado de hipocentros-modelo de velocidad-correcciones de estación (Fig. 4.4). Este resuelve conjuntamente la determinación de hipocentros, el cálculo del modelo de velocidad y las correcciones de estación que hagan mínimo el RMS. Si se mantiene fijo el modelo de velocidad a lo largo de todo el proceso de inversión, VELEST implementa la localización JHD (Joint Hypocentral Determination, Pujol (1992)).

Una vez agregadas las capas con gradiente creciente en función de z (profundidad), y realizado el proceso de inversión, se incorporaron al modelo las capas donde se producen mayores quiebres de velocidad, dando el total de 17 capas para el modelo final. En general, el modelo unidimensional obtenido produce una disminución del 15 % del RMS de residuos con respecto al modelo anterior. Las correcciones de estación obtenidas son muy bajas, siendo 0 para muchos valores de onda P, lo que muestra un ajuste cada vez más preciso del modelado físico de las capas geológicas que condicionan los registros en cada estación de la zona.

Consideraciones sobre Correcciones de Estación

Las correcciones de estación se relacionan con anomalías locales de velocidades someras justo debajo de estas que no pueden resolverse por el modelo de velocidades somero usado para la localización. Estas se determinan conjuntamente con la inversión por modelo de velocidades y son comunes a todas las observaciones de cada estación, describiendo así el método de determinación conjunta de hipocentros (método JHD, *Joint Hypocenter Determination*).

Dichas correcciones no pueden inferirse a priori, y su indeterminación constituye un adicional y leve error sistemático en la determinación de hipocentros, que como se mencionó antes, es relativamente insensible si solo se consideran sismos dentro de la red.

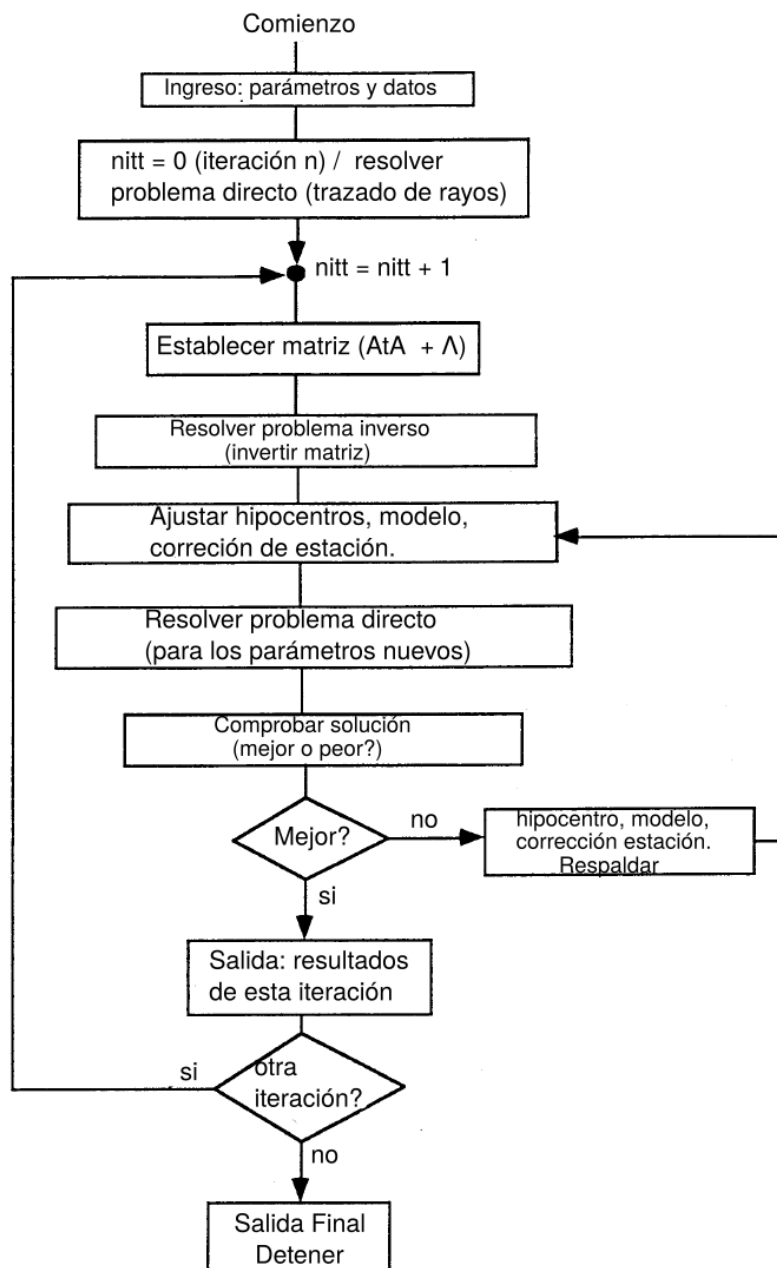


Figura 4.4: Flujo de trabajo del software Velest (Kissling et al., 1995). *Nota:* At: transpuesta de la matriz Jacobiana, A: Matriz Jacobiana, Λ : matriz de amortiguamiento.

4.2.5. Magnitud

La magnitud es una medida de la cantidad de energía liberada por el terremoto en la fuente, y calcularla nos provee de un valor absoluto que ayuda a comparar diferentes eventos sísmicos. La magnitud de un terremoto, en otras palabras, nos dan una mejor estimación de lo destructivo que puede ser este. Como se explicó en la sección 3.2.3, para los cálculos de magnitud tanto local como momento, se dispone de métodos tanto manuales (a través de Seisan), como automáticos (a través de Seismo-Igsv). Sin embargo, ambos utilizan la misma metodología, detallada a continuación.

Respuesta Instrumental

El cálculo exacto de la respuesta instrumental (Fig. 4.5) es de vital importancia para las determinaciones de magnitud. La descripción de cada una de las etapas y sus filtros para la corrección de la respuesta instrumental es muy precisa. Esta no solo consiste en las etapas fundamentales del sensor y sus polos y ceros, sino también en la descripción de bloques adicionales de decimación de registros, filtro *antialiasing*, así como descripciones de filtro de respuesta de impulso finito o descripciones de filtro de respuesta de impulso infinito.

Junto con la sensibilidad de la banda media, es importante corregir cualquier efecto de la sensibilidad en frecuencias altas o bajas (para las cuales los sensores no presentan respuesta instrumental plana). Este elemento de respuesta se describe generalmente como un modelo de polos y ceros. El tipo de modelo de polos y ceros utilizado se denomina función de transferencia. Por ejemplo, los polos-ceros de Laplace se describen en radianes por segundo, mientras los polos y ceros en Hertz.

La respuesta instrumental del sismómetro Trillium 120 PA utilizado en este estudio puede verse en la figura 4.6.

Cálculo de magnitud local M_l

Originalmente, las determinaciones de magnitud de un terremoto se basaron en la amplitud del desplazamiento del movimiento de suelo medida por un sismógrafo estándar denominado Wood-Anderson. En este trabajo se utiliza la fórmula para magnitud local M_l obtenida por Hutton y Boore (1987), basada en la atenuación de las amplitudes picos registradas por instrumentos Wood-Anderson como funciones de la distancia hipocentral:

$$M_l = \log(A) + 2,56\log(D) - 1,67 \quad (4.1)$$

Donde A es el movimiento del suelo medido (en micrómetros) y D es la distancia del evento (en kilómetros). Los valores de 2,56 y $-1,67$ fueron calculados para una zona alrededor de la Falla de San Andrés, California. En términos generales se denominan parámetros a y b , respectivamente.

La idea básica es que al conocer la distancia de un sismógrafo al terremoto y observar la máxima amplitud de señal registrada en el sismógrafo (Fig. 4.7),

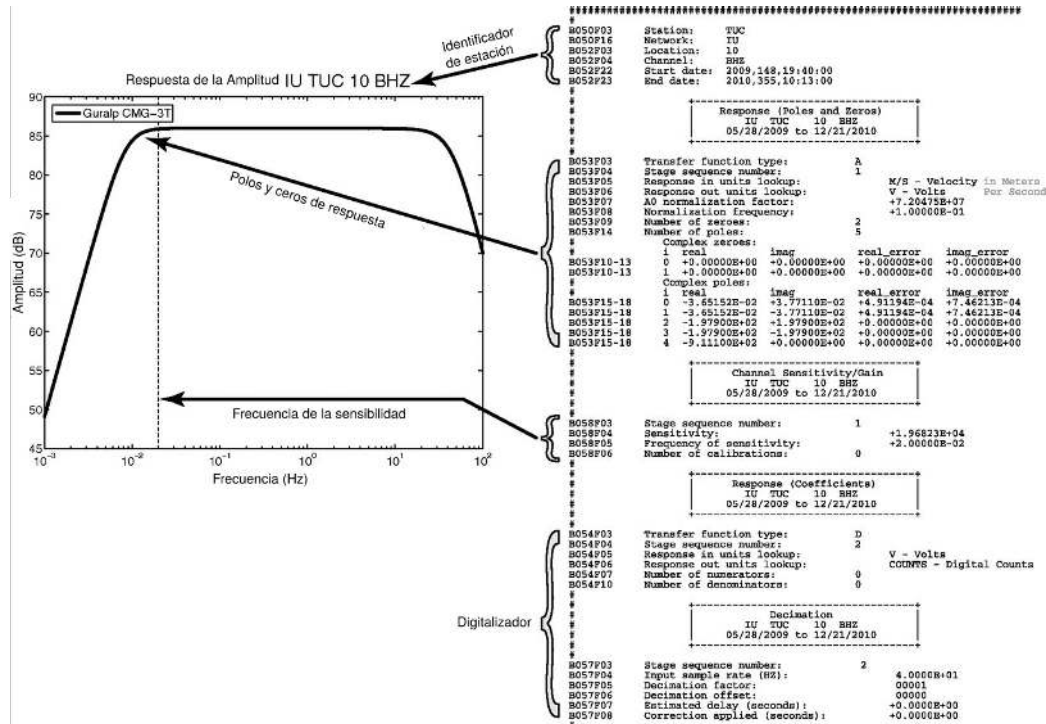


Figura 4.5: Construcción de un diagrama de Bode a partir de un archivo de respuesta instrumental.

se podría hacer una clasificación empírica cuantitativa del tamaño o fuerza inherente al terremoto.

Cálculo de magnitud momento M_w

La determinación sismológica de magnitud de momento (M_w) es usada para medir y comparar terremotos. Está basada en la medición de la energía total que se libera en un sismo. Fue introducida por Hanks y Kanamori (1979).

Las características mas sobresalientes son:

- Es una determinación que no se satura para sismos de gran magnitud.
- La escala coincide y es una continuación de la determinación M_L .
- Es la escala mas usada para medir terremotos de gran magnitud.
- Se relaciona directamente con el parámetro físico de liberación de energía cinética Magnitud Momento.
- Utiliza toda la información espectral registrada por la estación sismológica para estimar la magnitud.
- No se mide usando un sismógrafo de referencia como la magnitud M_L .

El procedimiento utilizado en esta tesis para el cálculo de magnitud M_w (Fig. 4.8) consiste en:

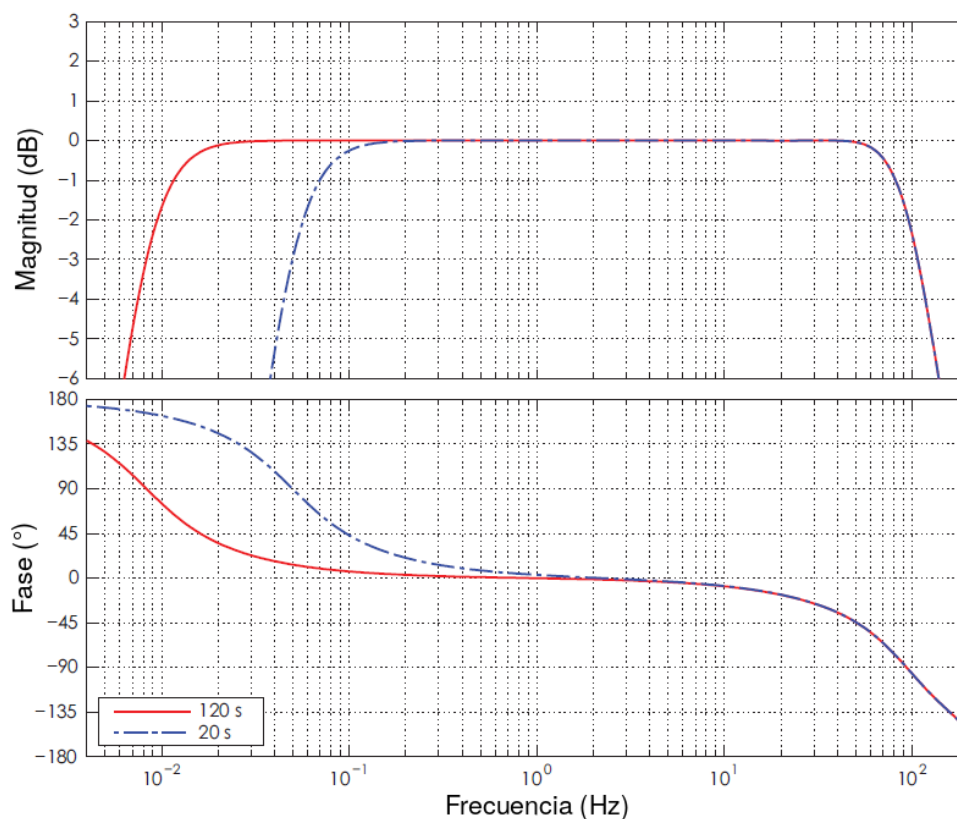


Figura 4.6: Diagrama de Bode (respuesta en amplitud y fase), o bien respuesta instrumental del sismómetro Trillium 120PA.

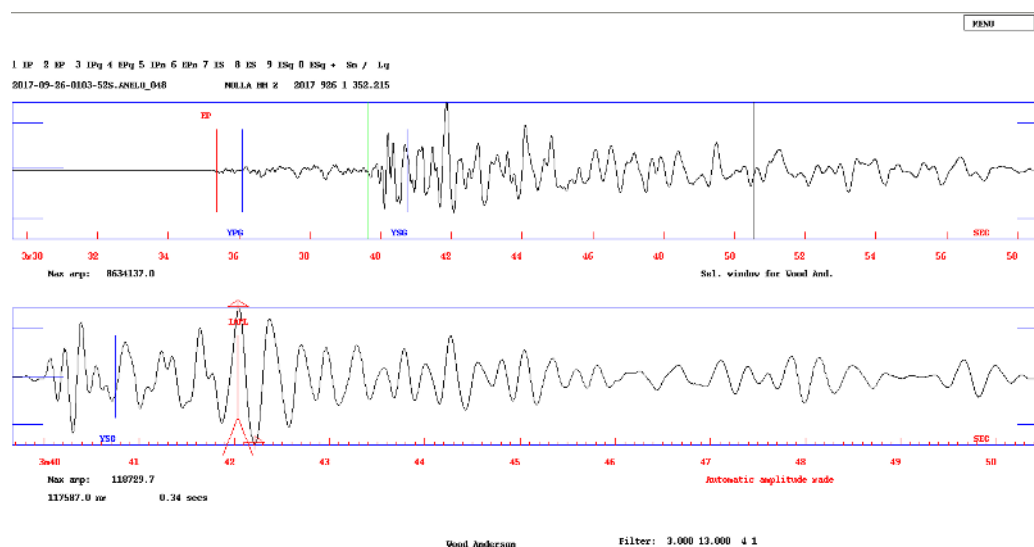


Figura 4.7: Ventana de cálculo de Ml en Seisan, donde puede observarse como la máxima amplitud para el canal z ha sido seleccionada.

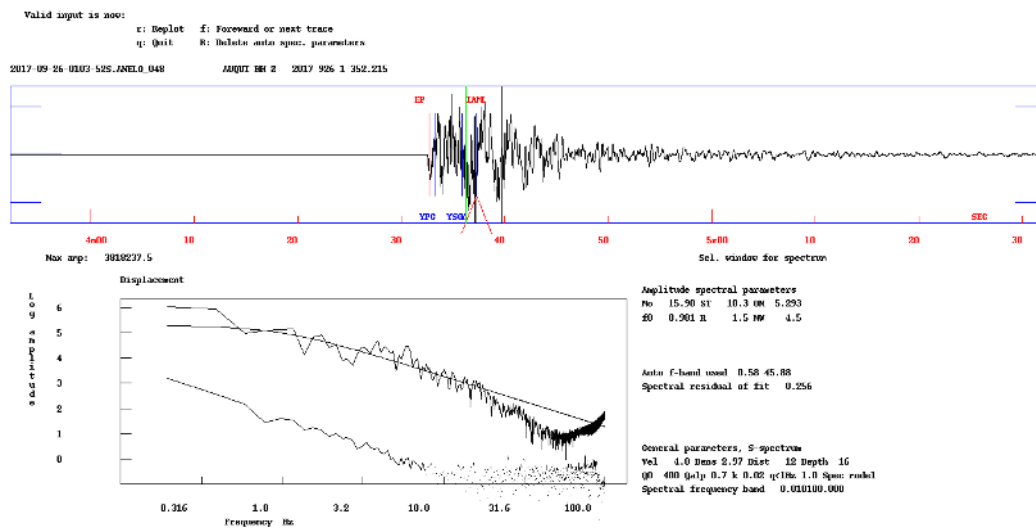


Figura 4.8: Ventana de cálculo de Mw en Seisan, donde puede observarse el espectro de potencia del evento, su ajuste por un modelo de Bode y los parámetros de la amplitud espectral calculados.

- Identificación del tiempo de arribo de una fase S o P y recorte de un período de tiempo antes y después de la respectiva fase.
- Corrección instrumental para convertir el registro (sismograma) entregado por el sistema (sensor+registrador), al verdadero movimiento del suelo.
- Determinación de la densidad espectral de potencia para un período representativo a partir del primer arribo.
- Extrapolación del espectro mediante una función de transferencia formada por dos polos complejos conjuntados y un cero. El ajuste de sus coeficientes se realiza mediante un esquema de búsqueda combinatoria o exhaustiva. Esto significa que se prueban sistemáticamente las múltiples combinaciones de parámetros hasta encontrar el que mejor ajuste la densidad espectral de potencia.
- Determinación de la magnitud momento Mw a partir de los parámetros calculados de la función de transferencia.
- Repetir este procedimiento para otra estación.
- Promediar mediante media y mediana las estimaciones de magnitud Mw proporcionadas por cada registro de estación de la red.

Consideraciones adicionales para el cálculo de magnitud Mw:

- La determinación no es confiable para valores de relación señal/ruido menor a 5.

- En ocasiones, para eventos de baja magnitud, la forma de onda registrada o bien el efecto de ruido, no permiten obtener una función de transferencia que extrapole con buen ajuste el espectro de potencia calculado.
- Es posible que la función de transferencia ajuste de forma mal condicionada el espectro calculado.
- La desviación estándar de las estimaciones de cada estación puede ser notablemente grande en caso de bajo valor de relación señal/ruido.

Por lo expresado anteriormente, si bien se pusieron en funcionamiento ambas metodologías para el cálculo de la magnitud, en esta tesis, solo se muestran los resultados de ML.

4.2.6. Relocalización por Doble Diferencia

Este método de relocalización implementado a través del software hypoDD (Waldhauser y Ellsworth, 2000; Waldhauser, 2001), permite determinar localizaciones de hipocentros con una alta resolución. El proceso consiste en incorporar mediciones ordinarias absolutas de tiempo de viaje y mediciones de correlación cruzada diferenciales de tiempo de viaje de ondas P y S. Los residuos entre las diferencias en tiempos de viaje observados y teóricos (o doble diferencia) se minimizan por pares de eventos en cada estación mientras que se interconectan todos los pares evento-estación observados.

Si la separación hipocentral entre dos eventos sismológicos es pequeña comparada con la distancia evento-estación, entonces los caminos de rayos sísmicos entre la región fuente y la estación común son similares a través de casi la totalidad del camino del rayo. En este caso, la diferencia en tiempos de viaje para dos eventos observados en una estación pueden ser atribuidos al distanciamiento espacial entre los eventos con muy buena precisión.

Waldhauser y Ellsworth (2000) resuelven el algoritmo de doble diferencia para localización, usando teoría de rayos como una integral de línea sobre cada rayo. Siendo T el tiempo de arribo de un terremoto i , a una estación k , podemos expresar:

$$T_k^i = \tau^i + \int_i^k u ds, \quad (4.2)$$

donde τ es el tiempo origen del evento i , u es el campo de ralentización y ds es el diferencial lineal del camino recorrido. Debido a la relación no lineal entre el tiempo de viaje y la localización del evento, generalmente se usa una serie truncada de Taylor (Geiger, 1910) para linealizar la ecuación 4.2. El problema resultante entonces tiene residuos r de tiempos de viaje, para un evento i , que están linealmente relacionados a perturbaciones $\delta \mathbf{m}$, de los 4 parámetros hipocentrales actuales para cada observación k :

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^i = r_k^i, \quad (4.3)$$

donde $r_k^i = (t^{obs} - t^{cal})_k^i$, t^{obs} y t^{cal} son los tiempos de viaje observado y teórico respectivamente, y $\Delta \mathbf{m}^i = (\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \Delta \tau^i)$.

La ecuación 4.3 es apropiada con tiempos de arribo medidos. Sin embargo, métodos de correlación cruzada miden diferencias de tiempo de viaje entre eventos, $(t_k^i - t_k^j)^{obs}$, y como consecuencia, la ecuación 4.3 no puede ser usada directamente. Frechet (1985) obtuvo una ecuación para los parámetros hipocentrales relativos entre dos eventos i y j al tomar la diferencia entre las ecuaciones 4.3 de un par de eventos,

$$\frac{\partial t_k^{ij}}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^{ij} = dr_k^{ij}, \quad (4.4)$$

donde $\Delta \mathbf{m}^{ij} = (\Delta x^{ij}, \Delta y^{ij}, \Delta z^{ij}, \Delta \tau^{ij})$ es el cambio en los parámetros hipocentrales relativos entre dos eventos, y las derivadas parciales de t con respecto a $\mathbf{m}$ son las componentes del vector de ralentización del rayo que conecta la fuente y el receptor, medido en la fuente (Richards y Aki, 1980). Notar que en la ecuación 4.4 la fuente es en realidad el centroide de los 2 hipocentros, asumiendo un vector de ralentización constante para ambos eventos. dr_k^{ij} en la ecuación 4.4 es el residuo entre el tiempo de viaje diferencial observado y calculado, entre los dos eventos definido como:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (4.5)$$

Definimos la ecuación 4.5 como la doble diferencia. Notar que esta ecuación puede usar ya sea fases con tiempos de arribo medidos donde los observables son tiempos de viaje absolutos t , o diferencias de tiempos de viaje relativas de correlaciones cruzadas.

Asumir un vector de ralentización constante es válido para eventos que están lo suficientemente cerca entre ellos, pero falla para eventos que están más separados. Una ecuación generalmente válida para el cambio en distancia hipocentral entre dos eventos i y j se obtiene al tomar la diferencia entre la ecuación 4.3 y usando el vector de ralentización apropiado y término de tiempo origen para cada evento (Fig. 4.9).

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^j = dr_k^{ij} \quad (4.6)$$

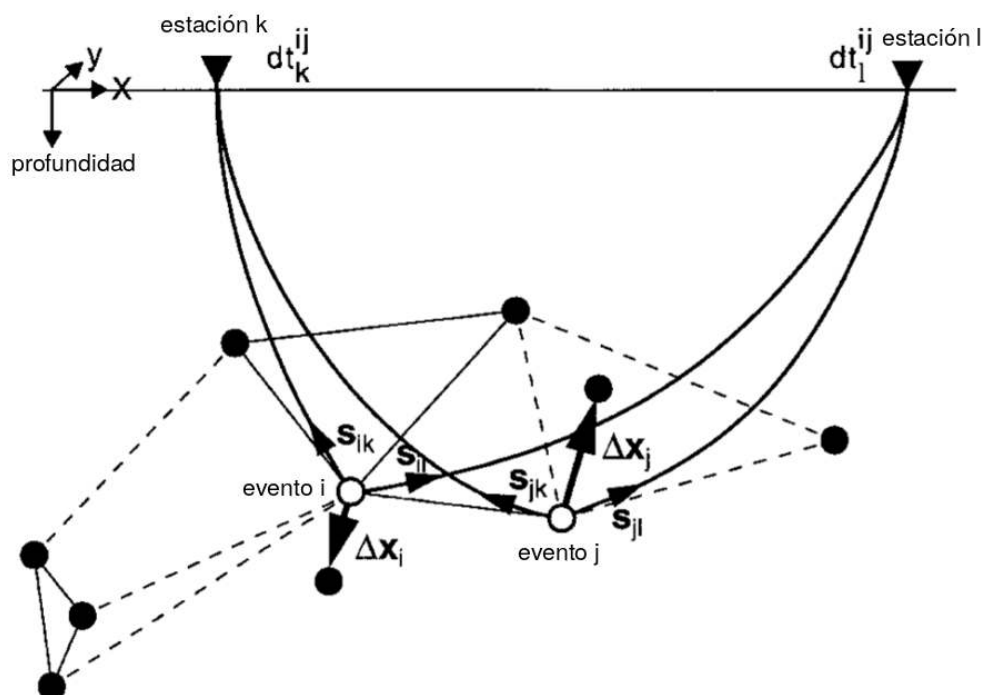


Figura 4.9: Tomado de Waldhauser y Ellsworth (2000), ilustración del algoritmo de relocalización de terremotos por doble diferencia. Círculos llenos y vacíos representan hipocentros de prueba que están conectados a eventos vecinos por correlaciones cruzadas (líneas sólidas) o por datos de catálogo (líneas punteadas). Para dos eventos i y j , se muestran las localizaciones iniciales (círculos vacíos) y correspondientes vectores de ralentización $\mathbf{s}$ con respecto a dos estaciones k y l . Se indican los caminos de rayos desde las fuentes a las estaciones. En flechas se indican los vectores de relocalización ($\Delta \mathbf{x}$) para eventos i y j obtenidos del set completo de ecuaciones 4.6, y dt es la diferencia de tiempo de viaje entre los eventos i y j observados en la estación k y l , respectivamente.

4.2.7. Mecanismos Focales

La solución del mecanismo focal de un sismo es el resultado del análisis de las formas de las ondas sísmicas (completas o parciales) generadas por un terremoto y registradas por un conjunto de estaciones sismológicas en lo posible rodeando al evento. La caracterización precisa del mecanismo focal de un terremoto proporciona información muy importante, la orientación del posible plano de falla y su movimiento.

Se utilizó el método de primeras polaridades de las Ondas P para conocer las fuerzas que originan la ruptura considerando la suposición de doble cupla. El primer paso en la construcción de un mecanismo focal consiste en calcular la orientación de cada rayo sísmico desde el foco a cada estación. Para ello se sitúa una esfera imaginaria en el foco, y se calcula cual es la orientación del rayo (azimut y la inclinación del rayo) con respecto a cada estación (Snoke, 1989; Aki y Richards, 2002). Para este cálculo es necesario conocer la distribución de V_p (velocidades de onda P) en profundidad en la zona de trabajo. Conocer la profundidad del evento con la mayor precisión posible es importante, debido a que cuando la profundidad del sismo cambia las proyecciones de las polaridades también cambian por lo cual se obtiene un mecanismo distinto.

Examinando la componente vertical del sismograma en cada estación, se evalúa si la primera llegada que se detecta es compresiva (hacia arriba) o distensiva (hacia abajo). La parte de la energía recibida por cada estación, que dejó el foco del terremoto en forma de una onda P, puede decirse que ha viajado a lo largo de la trayectoria de un rayo desde el foco hasta el sismómetro. Se deben conocer dos cosas acerca de ese rayo en cada estación: el azimut del rayo que la conecta con el foco y su ángulo de emergencia. Este ángulo se mide entre el rayo que deja el foco (emerge) y un eje vertical desde el foco.

Una vez calculada la orientación del rayo sísmico desde el foco a cada estación y su ángulo de emergencia, se representan los datos de las primeras polaridades (compresiva o distensiva) en la semiesfera inferior (proyección estereográfica equiangular).

El mecanismo focal de sismos puede ser aproximado a suficiente distancia

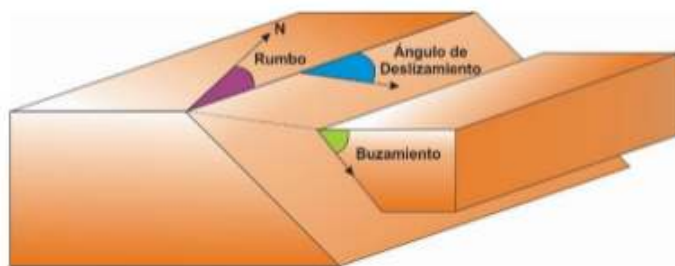


Figura 4.10: Representación gráfica del conjunto de ángulos que definen los planos nodales.

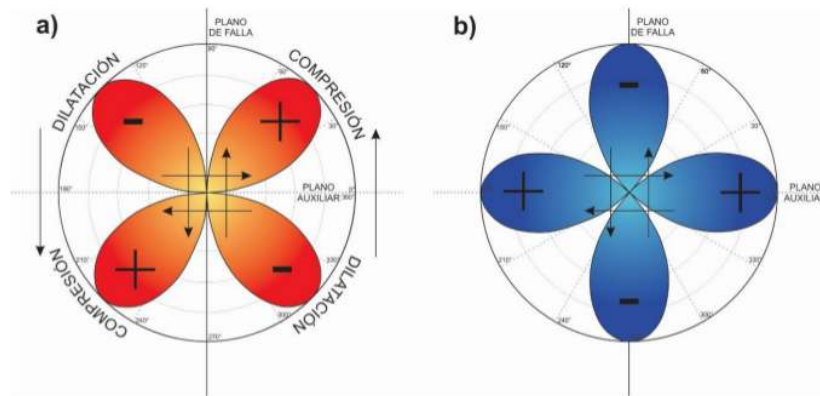


Figura 4.11: a) Patrón de radiación de onda P. b) Patrón de radiación de onda S.

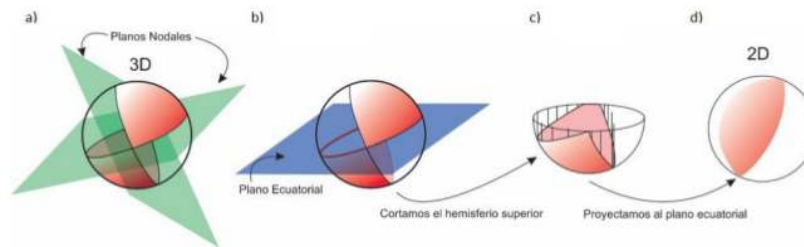


Figura 4.12: a) Diagrama de un mecanismo focal, donde se destacan los 4 cuadrantes separados por los planos nodales. b) Intersección entre la esfera focal y el plano ecuatorial. c) Semiesfera inferior lista para proyección estereográfica sobre el plano ecuatorial. d) Vista 2D del mecanismo de foco.

del hipocentro (campo lejano) por una fuente puntual ubicada en el foco y con fuerzas equivalentes a una doble cupla (Fig. 4.11). La geometría y orientación de los planos nodales (Fig. 4.12), direcciones del desplazamiento relativo entre bloques y ejes de máxima presión y tensión, pueden derivarse de las polaridades observadas de los primeros movimientos de la onda P (Richards y Aki, 1980). El método lleva implícita la ambigüedad de que el plano de falla puede ser cualquiera de los dos planos nodales. La ambigüedad deriva de “ver” a la fuente como puntual (Richards y Aki, 1980). La calidad del mecanismo focal obtenido se ve afectada por factores como el número y distribución de estaciones, errores en la lectura de la polaridad ya sea por polaridad reversa de la estación o por baja relación señal/ruido.

4.2.8. Inversión de Tensor Momento

La representación de un tensor momento, es la relación matemática que explica la relación teórica entre el movimiento del suelo en las estaciones y el tensor momento en la fuente (Dahm y Krüger, 2014). Esta generalmente considera el movimiento del suelo dinámico y el patrón de radiación en el campo lejano, considerando que los datos sísmicos utilizados se recopilan en

el campo lejano (es decir, a una distancia en la que los términos del campo lejano son dominantes). Sin embargo, la teoría también explica movimiento de suelo estático y de campo cercano (fuente cercana) para considerar por ejemplo, excepciones importantes, como las observaciones del desplazamiento estático final debido a fallas, que es un efecto de campo cercano (Richards y Aki, 1980). La representación del tensor momento (el problema directo), $\mathbf{M}$ puede ser obtenido al invertir una o varias de las variables del campo observado. La inversión del tensor momento requiere la disponibilidad de la serie temporal digital de los datos observados, por ejemplo sismogramas completos o por lo menos fases P y S, medidas sin cortes (un-clipped) en sistemas de adquisición lineales y predecibles (e.j. sistemas calibrados), y el cálculo o disponibilidad de sismogramas sintéticos precisos de la Tierra (e.j. funciones de Green, denotadas por $\mathbf{G}$). Por lo tanto, la inversión del tensor momentos es más demandante desde un punto de vista observacional y computacional.

La teoría básica y la representación de fuentes sísmicas pueden encontrarse en Dahm y Krüger (2014). A partir de esta teoría, y concentrándose en la representación del tensor momento de punto fuente del desplazamiento de suelo:

$$u_n(\mathbf{x}, t) = M_{pq}(\boldsymbol{\xi}, t) * \frac{\partial}{\partial \xi_q} G_{np}(\mathbf{x}, \boldsymbol{\xi}, t)|_{\xi_0} = M_{pq}(\boldsymbol{\xi}, t) * G_{np,q}(\mathbf{x}, \boldsymbol{\xi}, t) \quad (4.7)$$

La ecuación 4.7 puede ser expresada alternativamente en el dominio de la frecuencia. Las componentes de el desplazamiento del suelo en la ubicación $\mathbf{x}$ son dadas por u_n . $\mathbf{M}$ es el tensor momento del punto fuente sísmico en la ubicación $\boldsymbol{\xi}$, y $G_{np,q}$ son las derivadas espaciales con respecto a ξ_k de componentes del tensor de Green $\mathbf{G}$. El tensor de Green puede ser visto como un término estructural definido entre $\boldsymbol{\xi}$ y $\mathbf{x}$ que describe todos los efectos de propagación de onda, incluyendo la respuesta elástico-estática de la Tierra debido a una única fuerza-excitación delta en el punto $\boldsymbol{\xi}$ medida en el punto $\mathbf{x}$ (Fig. 4.13). El primer índice de G_{np} da la dirección del movimiento del suelo en la estación, y el segundo índice da la dirección de la fuerza en la fuente. Es una práctica común indicar los dos sistemas de coordenadas independientes del receptor $(\mathbf{x}, t)$ y el punto fuente $\boldsymbol{\xi}, \tau$ como variables independientes en $\mathbf{G}$. Notar que se usa la siguiente equivalencia $G(\mathbf{x}, t, \boldsymbol{\xi}, \tau) = G(\mathbf{x}, t - \tau, \boldsymbol{\xi}, 0)$ (e.j. Aki y Richards (2002)). Los componentes del tensor de Green se llaman normalmente funciones de Green y pueden representar sismogramas completos. Es común utilizar sismogramas elementales como un componente especial de las derivadas del tensor de Green. La ecuación 4.7 puede ser usada para invertir y obtener tensores momento. Una condición necesaria es que los sismogramas observados hallan sido deconvolucionados a desplazamiento de suelo, velocidad o aceleración (removida la respuesta instrumental) y que las funciones de Green hallan sido calculadas entre la fuente y el receptor asumiendo un modelo de la Tierra apropiado.

El software Rapidinv adopta un método de inversión de múltiples pasos, con el objetivo específico de definir un método de inversión robusto, ade-

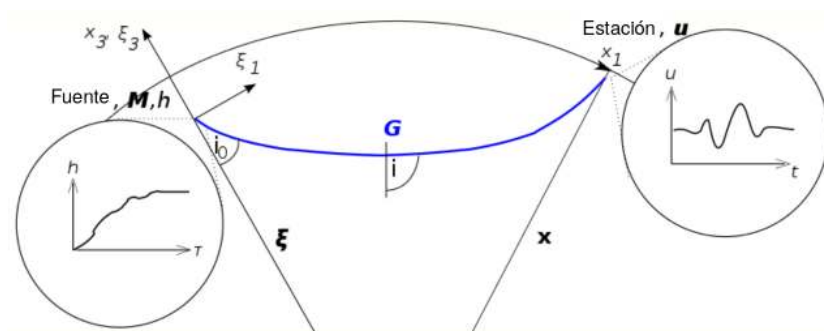


Figura 4.13: Geometría del problema. El tensor de Green $\mathbf{G}$ describe la respuesta impulsiva de la Tierra en la estación x_0 para una fuerza de excitación en ξ_0 . El punto fuente es descrito por el tensor momento $\mathbf{M}$ y la función de tiempo fuente h_τ . El movimiento del suelo en la estación, u_t , difiere de la fuente de excitación por el efecto de filtro de la Tierra. La línea azul indica la trayectoria del rayo. El ángulo del rayo i se mide contra la vertical; en la fuente i_0 define el ángulo de despegue. Notar que el sistema de coordenadas global está centrado en la fuente y que la dirección primaria de ambos sistemas está definida por el camino fuente-estación.

cuado para la inversión automática de parámetros de fuente extendidos. Los parámetros fuente se recuperan a diferentes y sucesivos pasos de inversión, cada vez adoptando el rango de frecuencia más apropiado, definición de norma y método de inversión.

Varias aplicaciones y estudios han usado Rapidinv con el propósito de obtener inversión de la fuente, a través un amplio rango de magnitudes desde micro sismicidad Mw 0 inducida por minería (Sen et al., 2013) a grandes terremotos destructivos de Mw 8 a distancias telesísmicas (Heimann, 2011). Otras aplicaciones más específicas incluyen Bufo et al. (2011), Cesca et al. (2011), Custodio et al. (2012).

El proceso de inversión adopta el modelo de fuente eikonal (del griego eikon, ecuación icónica) y una estrategia de múltiples pasos, como se explica en Cesca et al. (2010); Cesca y Heimann (2013). La inversión se lleva a cabo a través de los siguientes tres pasos principales:

- Paso 1 - Inversión del mecanismo de foco: Se espera que este paso se realice en el dominio de la frecuencia, ajustando espectros de amplitudes. Los parámetros fuente recuperados luego de este paso de inversión son: rumbo, buzamiento e inclinación (4 configuraciones posibles), momento escalar, profundidad de fuente. El tensor momento completo también puede ser derivado (Paso 1b).
- Paso 2 - Inversión de la ubicación del centroide: Se espera que este paso se realice en el dominio del tiempo, ajustando trazas de desplazamiento temporal. Los parámetros fuente recuperados luego de este paso de inversión son: rumbo, buzamiento e inclinación (2 configuraciones posibles), localización relativa del centroide (Norte, Este, desplazamiento-

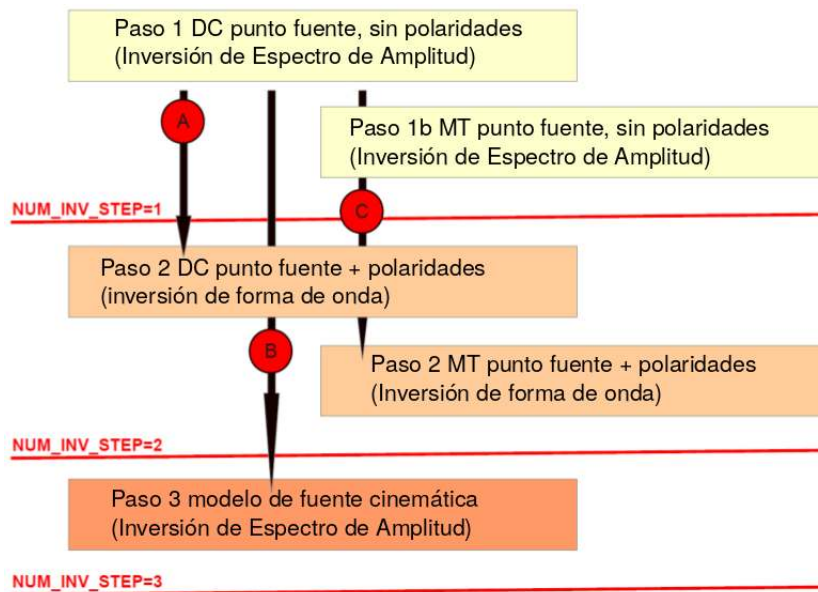


Figura 4.14: Diagrama de flujo del proceso de ejecución de Rapidinv.

offset de tiempo). El tensor momento completo con polaridades y descomposición también puede ser derivado (Paso 2b).

- Paso 3 - Inversión cinemática: Este paso puede ser realizado tanto en el dominio del tiempo o frecuencia. Los parámetros de fuente recuperados son rumbo, buzamiento e inclinación (1 configuración correspondiendo a la orientación del plano de falla verdadero), radio, área, velocidad de ruptura, coordenadas del punto de nucleación (along-strike, down-dip), tiempo de ruptura, deslizamiento promedio.

En este trabajo se calculó tensor momento completo de punto fuente más polaridades, a través de inversión de forma de onda, es decir hasta el paso 2b (Fig. 4.14).

4.3. Gravimetría

La Tierra genera una atracción sobre cualquier partícula masiva ubicada en su cercanía, debido a la superposición del campo gravitatorio Newtoniano y la fuerza centrífuga debida a la rotación. Por lo tanto, el método gravimétrico consiste en la medición de la aceleración de gravedad sobre la superficie de la corteza terrestre con el fin de detectar las variaciones de densidades presentes en el subsuelo.

4.3.1. Potencial Gravitatorio

Según la Ley de Gravitación Universal de Newton (Newton, 1833), el potencial gravitatorio generado por un diferencial de masa en un punto a

una distancia r del mismo es:

$$dV = +G \frac{dm}{r} \quad (4.8)$$

donde G es la constante de gravitación universal¹. Por lo tanto, el potencial generado por una distribución de masas con densidad $\rho(\vec{r})$ y volumen V se escribe como:

$$W_a(\vec{r}) = G \int_V \frac{\rho(\vec{r}')}{|\vec{r} - \vec{r}'|} d\vec{r}' \quad (4.9)$$

Puede demostrarse que el potencial (W_a) en puntos interiores a la masa satisface la ecuación de Poisson (Ec. 4.10), mientras que en puntos exteriores a la masa satisface la ecuación de Laplace (Ec. 4.11). Por lo tanto, W_a es una función armónica en el exterior de la masa.

$$\nabla^2 W_a = -4\pi G \rho \quad (4.10)$$

$$\nabla^2 W_a = 0 \quad (4.11)$$

En el caso de que la fuente del campo gravitacional sea la Tierra, se debe tener en cuenta el efecto de rotación de la misma que genera un potencial centrífugo Φ :

$$\Phi(\vec{r}) = \frac{1}{2} \omega^2 d_z^2 \quad (4.12)$$

donde ω es la velocidad angular de la Tierra y $d_z = \sqrt{x^2 + y^2}$ la distancia del punto $\vec{r}$ al eje rotacional (z). Por lo tanto, el potencial gravitatorio generado por la Tierra fuera de sus masas puede escribirse como la suma de un potencial armónico y un potencial centrífugo:

$$W = W_a + \Phi \quad (4.13)$$

4.3.2. El Geoide

Suponiendo un modelo teórico simplificado de la Tierra, se puede considerar que tiene la forma aproximada de un elipsoide de revolución (abultado en el ecuador y achatado en los polos) que contiene exactamente la misma masa que ésta (Stokes, 1849). Siendo el semieje del plano ecuatorial de ~ 6378 km, el semieje polar de ~ 6357 km, y su densidad media de ~ 5500 kg/m³. Sin embargo, esta no es la forma real del planeta, ya que presenta irregularidades debido a su desigual distribución de masa, pues presenta contrastes de densidad muy marcados en su interior. Entonces, el elipsoide de revolución sólo se puede considerar como una primera aproximación a la forma real del planeta que se puede tratar matemáticamente de manera sencilla.

¹Obsérvese que se utiliza la convención del signo positivo para la definición del potencial.

El potencial gravitatorio generado por la Tierra según la Ec. 4.13 se puede replantear como la suma de dos potenciales: uno denominado “normal” U y otro llamado “perturbador” T . De esta manera, se define al primero de forma tal que la superficie equipotencial dada por $U(\vec{r}) = U_0$ tenga la misma forma que el elipsoide de revolución. Mientras que el segundo será el potencial perturbador necesario para alcanzar el potencial terrestre W . Por lo tanto, reescribiendo los potenciales en las coordenadas elipsoidales (h, λ, ϕ) , y teniendo en cuenta que U no depende de λ , podemos expresar a W como:

$$W(h, \lambda, \phi) = U(h, \phi) + T(h, \lambda, \phi) \quad (4.14)$$

donde h es la altura elipsoidal, λ es la longitud elipsoidal y ϕ la latitud elipsoidal. Finalmente, se define al geoide como aquella superficie equipotencial definida por $W(h, \lambda, \phi) = U_0$ que es más próxima a la superficie de los océanos en equilibrio, de forma que la diferencia entre ambas superficies sea nula en término medio. En general, la forma de expresar al geoide es a través de las llamadas ondulaciones del geoide (N), que expresan la separación de esta superficie respecto a un elipsoide de revolución que se toma como referencia (Fig. 4.15).

Las ondulaciones del geoide N se deben a la distribución anómala de masas en el planeta. Esta distribución genera un potencial de gravedad anómalo, el cual es responsable de la deformación de las superficies equipotenciales, y por consiguiente el desplazamiento del geoide respecto al elipsoide de revolución. Estos desplazamientos pueden obtenerse a través de la denominada “Fórmula de Bruns” (Bruns, 1878).

Si se considera un punto P sobre el geoide, para el cual el potencial “normal” es U_P , y un punto Q sobre el elipsoide con potencial “normal” U_Q (Fig. 4.15). Si se llama N a la distancia entre ambas superficies (geoide y elipsoide), se obtiene que:

$$U_P \approx U_Q + \left. \frac{\partial U}{\partial n} \right|_Q = U_Q - \gamma N \quad (4.15)$$

donde γ es el valor de gravedad media entre los puntos P y Q . Como $W_P =$

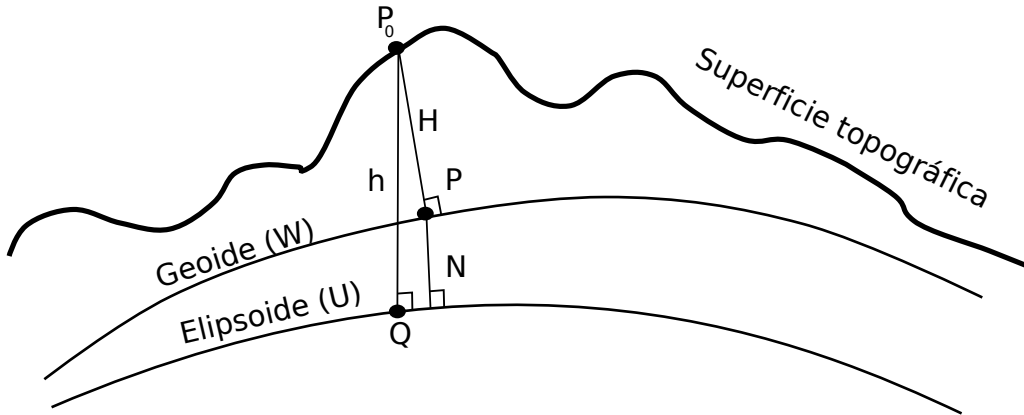


Figura 4.15: Superficie topográfica, geoide y elipsoide.

$U_P + T_P$, resulta que $W_P = U_Q - \gamma N + T_P$. Recordando que el elipsoide de revolución tiene el mismo valor de potencial que el geoide, entonces $W_P = U_Q = W_0$. De estas relaciones se obtiene la Fórmula de Bruns como:

$$N \approx \frac{T_P}{\gamma} \quad (4.16)$$

Esta relación permite encontrar las ondulaciones del geoide conociendo el potencial perturbador sobre el geoide, es decir la diferencia entre el potencial de gravedad real de la Tierra y el potencial de gravedad del modelo elipsoidal. Observemos que de no existir masas anómalas, la Tierra real coincidiría con el modelo teórico elipsoidal, y el potencial perturbador sería nulo al igual que las ondulaciones del geoide. Por lo tanto, el geoide coincidiría con el elipsoide de revolución.

4.3.3. Anomalías Gravimétricas

Gravedad Normal y Anomalía Gravimétrica

Para definir el concepto de anomalía gravimétrica es necesario definir que es la “gravedad normal” (Blakely, 1996).

El vector de aceleración de la gravedad puede obtenerse a partir del potencial que lo genera. Por lo tanto, el vector de gravedad generado por el potencial terrestre W puede obtenerse como²:

$$\vec{g} = +\nabla W \quad (4.17)$$

Siendo la componente radial de la aceleración:

$$g_z = \frac{\partial W}{\partial r} \quad (4.18)$$

Ahora, se define la gravedad normal como la componente radial del gradiente normal U evaluada en la superficie del elipsoide de revolución:

$$g_0 = \left. \frac{\partial U}{\partial r} \right|_{h=0} \quad (4.19)$$

Aprovechando que el potencial U es armónico, es posible realizar un desarrollo en armónicos esféricos y luego obtener el valor de g_0 como función de ϕ . Aplicando la “Fórmula cerrada de Somigliana” (Somigliana, 1930), la gravedad normal (g_0) sobre el elipsoide ($h = 0$) a una dada latitud (φ) es:

$$g_0(\varphi) = \frac{a g_a \cos^2(\varphi) + b g_b \sin^2(\varphi)}{\sqrt{a^2 \cos^2(\varphi) + b^2 \sin^2(\varphi)}} \quad (4.20)$$

²Obsérvese que se utiliza la convención del signo positivo para la definición del gradiente del potencial.

donde g_a , g_b , a y b son los valores de la gravedad normal en el ecuador, la gravedad normal en los polos, el semieje mayor y el semieje menor, respectivamente. Para el Elipsoide WGS84³ g_0 adopta el siguiente:

$$g_0(\phi) = 9,7803267714 \frac{1 + 0,00193185138639 \sin^2(\phi)}{\sqrt{1 - 0,00669437999013 \sin^2(\phi)}} m/s^2 \quad (4.21)$$

Finalmente, podemos definir la anomalía gravitatoria observada como la diferencia entre la gravedad observada y la normal:

$$\Delta g(h, \lambda, \phi) = g_z(h, \lambda, \phi) - g_0(\phi) \quad (4.22)$$

En la figura 4.16 se expone un ejemplo simple de un modelo de litósfera que incluye el manto, la corteza, una dada topografía junto con la raíz que genera, e incluye un cuerpo anómalo inmerso en corteza. En la primer gráfica podemos apreciar la gravedad observada, es decir, la que genera el modelo completo junto con el resto de la Tierra. Mientras que en la segunda gráfica se muestra cómo se ve modificada al quitarle a dicha magnitud la gravedad normal. El efecto que posee esto sobre el modelo es el de remover la corteza normal y el manto, dejando una raíz con un contraste de densidad negativo y parte del cuerpo anómalo con contraste de densidad positivo y el efecto de gravedad de la topografía.

Anomalía de Aire Libre

Nótese que la anomalía de gravedad observada posee una dependencia en h . Por ejemplo, si la medición fue realizada en topografía, h vendrá a tomar el valor de la cota topográfica H . Dicha dependencia resulta innecesaria, por lo cual es beneficioso eliminarla. Para realizarlo haremos uso de lo que se conoce como corrección de Aire Libre.

Esta consiste en quitar el efecto que produce el potencial normal U al elevar el punto de medición desde el geoide a la altura h . El mismo se obtiene realizando una aproximación por series de Taylor de la aceleración de la gravedad:

$$g(h) \simeq g_0 + \frac{\partial g(h)}{\partial r} h \simeq g_0 - 0,3086 \cdot 10^{-5} h \quad (4.23)$$

donde la constante 0.3086 está expresada en s^{-2} .

Definimos entonces el término de corrección de Aire Libre como:

$$g_{fa}(h) = -0,3086 \cdot 10^{-5} h \quad (4.24)$$

³Es un sistema de coordenadas geográficas mundial y posee los siguientes parámetros que lo caracterizan: semieje mayor: 6378137 m; semieje menor: 6356752,31424 m; achatamiento: 298,257223563; producto de la Constante Gravitacional y la masa de la Tierra: $3,986004418 \times 10^{14} m^3/s^2$; velocidad angular de la Tierra: $7,292115 \times 10^{-5} rad/s$

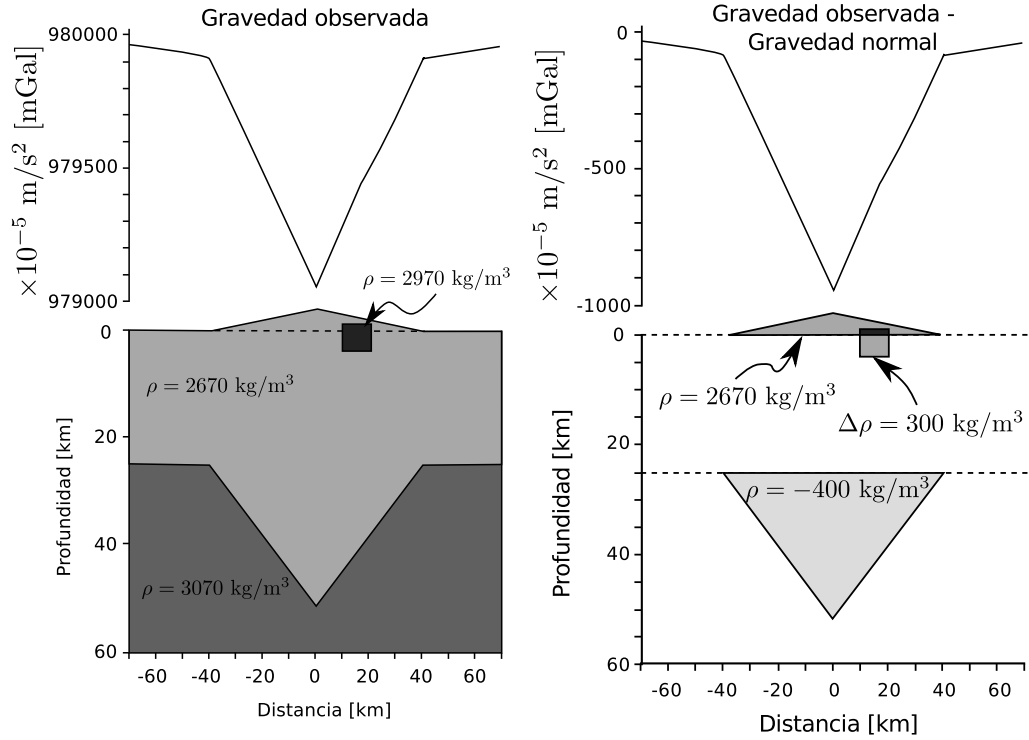


Figura 4.16: Gravedad observada y anomalía observada para un ejemplo con topografía, raíz y un cuerpo anómalo en corteza, medidas en topografía.

Por lo tanto, la anomalía de Aire Libre será la anomalía de gravedad observada menos dicha corrección:

$$\Delta g_{fa} = g_z - g_0 - g_{fa} \quad (4.25)$$

Anomalía de Bouguer simple

Además de la corrección de Aire Libre, debe realizarse también otra corrección para eliminar el efecto que produce la topografía sobre dicha anomalía. Ésta se conoce como corrección de Bouguer.

La forma simple de la corrección de Bouguer consiste en aproximar la altura topográfica en un punto dado por un cilindro de radio infinito (losa plana de Bouguer) y restarle el efecto que éste genera a la anomalía de Aire Libre en el mismo punto:

$$g_{bgs} = 2\pi g_0 \rho_c h \simeq 0,1119 \cdot 10^{-5} h \quad (4.26)$$

donde $\rho_c = 2670 \text{ kg/m}^3$ es la densidad estándar de las masas topográficas y la constante de proporcionalidad $0,1119$ está expresada en s^{-2} .

Finalmente, definimos la Anomalía de Bouguer como:

$$\Delta g_{bgs} = \Delta g_{fa} - g_{bg} = g_z - g_0 - g_{fa} - g_{bg} \quad (4.27)$$

En la figura 4.17 se exponen las anomalías de Aire Libre y de Bouguer para el mismo ejemplo que el de la figura 4.16. En la primer gráfica vemos

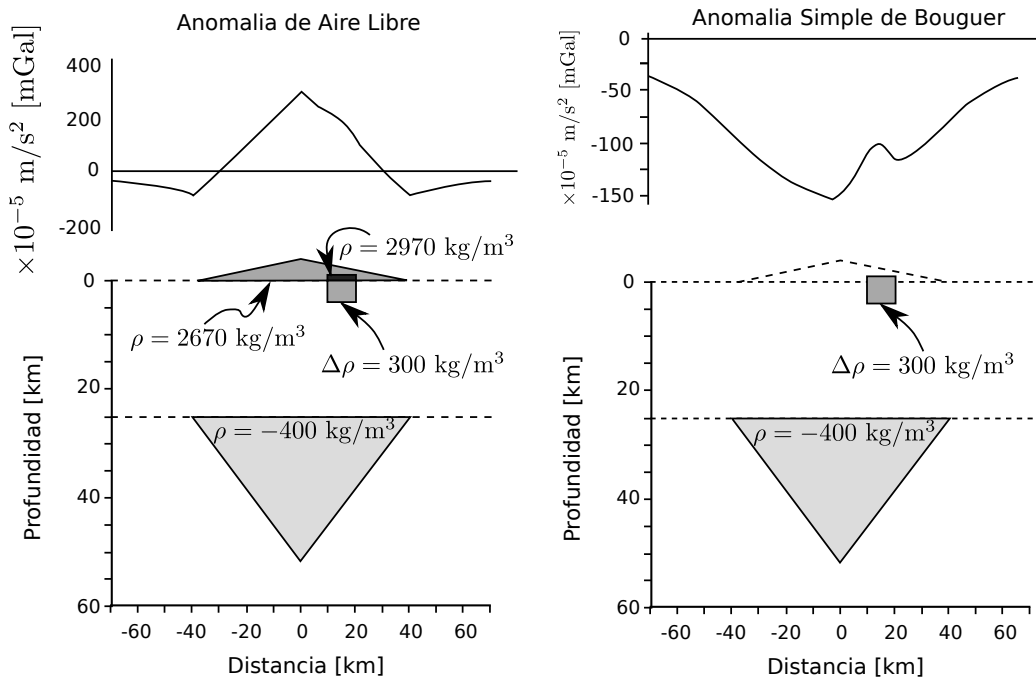


Figura 4.17: Anomalia de Aire Libre y anomalía Simple de Bouguer para el mismo ejemplo que el de la figura 4.16.

que la corrección de Aire Libre quita el efecto que produce el haber obtenido las mediciones en altura, sin embargo no produce ninguna modificación al modelo. Mientras que en la segunda gráfica observamos cómo la corrección de Bouguer elimina el efecto gravimétrico que produce la topografía aproximada como una losa plana indefinida o placa de Bouguer de espesor igual a la altura de la estación.

Anomalia Completa de Bouguer

A la anomalía de Simple de Bouguer se le debe hacer una corrección más, la cual se denomina “Corrección Topográfica” (g_t), debido a no haberse considerado inicialmente las irregularidades de la topografía. Así se obtiene la anomalía Completa de Bouguer como:

$$\Delta g_{bg} = \Delta g_{fa} - g_{bgs} + g_t = g_z - g_0 - g_{fa} - g_{bgs} + g_t \quad (4.28)$$

Esta corrección pretende eliminar el efecto causado por las irregularidades del terreno cercano y lejano a la estación de medición, es decir, considera los valles y las montañas que la placa de Bouguer no tuvo cuenta de forma parcial. Esta corrección tiene siempre carácter positivo, ya que, el material por encima de la estación ejercerá una atracción en el sentido opuesto a la gravedad, mientras que el material por debajo, actuará en sentido contrario. La aplicación de esta corrección exige el conocimiento de la topografía alrededor de cada punto, donde se hace la observación de la gravedad. Para poder aplicar esta corrección, se necesita información detallada de la topografía de

la zona, modelos digitales que modelen la forma del relieve alrededor de cada punto de medición.

4.3.4. Longitud de Onda: Separación

Tantos las anomalías de Aire Libre como las anomalías de Bouguer reflejan el efecto de las masas anómalas en la Tierra. Estas masas anómalas pueden tener sus orígenes en la corteza, en el manto superior, o en ambos (Hackney et al., 2004). En general, pueden distinguirse claramente dos efectos: los más profundos, llamados “regionales”, compatibles en estudios a escala regional con masas anómalas en el manto y corteza inferior; y los más someros, llamados “residuales”, compatibles con las masas anómalas en la corteza más superficial. Así, en general, las anomalías pueden descomponerse como:

$$\Delta g_{total} = \Delta g_{regional} + \Delta g_{residual} \quad (4.29)$$

Las anomalías regionales y residuales tienen en general distintas escalas, ya que se deben a efectos diferentes. Las anomalías regionales suelen llamarse anomalías de larga longitud de onda, mientras que las residuales son llamadas anomalías de corta longitud de onda. Este hecho implica que las anomalías totales observadas deben separarse para su interpretación dependiendo del estudio a realizar; esta separación se denomina “filtrado”.

El filtrado puede realizarse cuando se conoce fielmente una de las anomalías, la regional o la residual. De esta forma, puede obtenerse la restante como la diferencia entre la anomalía total y la conocida. Cuando ninguno de los efectos es conocido en forma independiente, deben estimarse teniendo en cuenta la información disponible para la zona en estudio. Generalmente es la anomalía regional la que se estima mediante el empleo de diversos métodos, ya que es esta la más predecible para una zona en estudio. No obstante, la elección de una anomalía regional incorrecta puede traducirse en pérdida de información muy valiosa, que puede resultar en una errónea interpretación posterior. Existen diversos métodos de filtrado (por ejemplo Blakely (1996)).

Continuación Ascendente

Siguiendo a Blakely (1996), la transformación ascendente se puede realizar porque el potencial H cumple con la tercera identidad de Green. Es decir, si H es una función armónica continua y tiene derivadas continuas en una región R , entonces la tercera identidad de Green (ver Apéndice B) garantiza que el valor de H en cualquier punto P dentro de R se puede escribir como:

$$H(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left(\frac{1}{r} \frac{\partial H}{\partial n} - H \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} \right) \quad (4.30)$$

donde S denota la superficie que limita la región R , n es la dirección normal hacia fuera de la superficie y r la distancia desde P al punto de integración sobre S . La Ec. 4.30 expresa que un campo potencial puede calcularse en

cualquier punto dentro de una región, a partir del comportamiento del campo sobre la superficie que encierra a dicha región.

La forma más sencilla de continuación ascendente es la “prolongación de un plano a otro”. Se supone un campo potencial H medido en una superficie $z = z_0$ y se desea conocer el campo en un punto $P(x, y, z_0 - \Delta z)$ sobre esa superficie, donde $\Delta z > 0$ y el eje z es positivo hacia abajo en el sistema de coordenadas cartesianas. Siguiendo el razonamiento de Henderson (1970) y Blakely (1996), el potencial en ese punto P , en una superficie elevada a la original, será descripto por la integral de la Ec. 4.30 obteniendo la expresión:

$$H(x, y, z_0 - \Delta z) = -\frac{\Delta z}{2\pi} \iint_{-\infty}^{\infty} \frac{H(x', y', z_0)}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + (\Delta z^2)^{3/2}]^{3/2}} dx' dy' \quad (4.31)$$

donde $\Delta z > 0$. La Ec. 4.31 es la “integral de continuación ascendente”, que muestra cómo calcular el valor de un campo potencial en cualquier punto por encima del nivel de medición.

La Ec. 4.31 es una convolución bidimensional, la cual se puede reescribir como:

$$H(x, y, z_0 - \Delta z) = \iint_{-\infty}^{\infty} H(x', y', z_0) \psi_p(x - x', y - y', \Delta z) dx' dy' \quad (4.32)$$

siendo:

$$\psi_p(x, y, \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \frac{1}{(x^2 + y^2 + \Delta z^2)^{3/2}} \quad (4.33)$$

En el dominio de Fourier (ver Apéndice C), la Ec. 4.32 se representa por:

$$F[H_p] = F[H]F[\psi_p] \quad (4.34)$$

donde $F[H_p]$ es la transformada de Fourier del campo continuado hacia arriba y $F[\psi_p]$ se expresa como:

$$F[\psi_p] = e^{\Delta z |k|} \quad \Delta z > 0 \quad (4.35)$$

siendo k el número de onda radial en el plano (x, y) .

Por lo tanto, la prolongación ascendente de un plano a otro, se obtiene realizando la transformada de Fourier de los datos medidos o de interés multiplicando por $F[\psi_p]$ (Ec. 4.35) y antitransformando el producto.

Hipótesis de Airy

En la teoría de Airy (Airy, 1855), se propuso que la última capa de la Tierra consiste en una fina corteza que flota sobre una capa fluida de mayor densidad. Considerando a la corteza terrestre dividida en bloques de densidad uniforme, y considerando al manto como la capa fluida, la corteza debajo

de las regiones elevadas se introducirá en el manto formando raíces compensadoras, mientras que en las zonas de cuencas el manto se introducirá en la corteza formando antirraíces compensadoras, de manera que a una cierta profundidad de compensación todos los bloques corticales pesen lo mismo. De esta forma, debajo de una montaña, la corteza de menor densidad desplaza de su sitio al manto de mayor densidad, produciendo un déficit de masa que se evidencia en una anomalía de Bouguer negativa. Debajo de una cuenca, es el manto de mayor densidad el que desplaza a la corteza de menor densidad, generando un exceso de masa, que se traduce en anomalías de Bouguer positivas. Asumiendo equilibrio hidrostático (Fig. 4.18), los bloques topográficos elevados tendrán una raíz cortical cuyo espesor ΔR será:

$$\Delta R = \frac{\rho_t}{\rho_m - \rho_{ci}} H \quad (4.36)$$

donde H' representa la altura del bloque sobre el nivel de referencia, ρ_t corresponde a la densidad de la topografía, ρ_{ci} a la densidad de la corteza inferior y ρ_m a la densidad del manto superior. Esta raíz se extiende por debajo de la corteza normal de espesor T_n . En el caso de cuencas, la antirraíz debe tener un espesor $\Delta R'$ igual a:

$$\Delta R' = \frac{\rho_{cs} - \rho_s}{\rho_m - \rho_{ci}} H' \quad (4.37)$$

donde H representa la profundidad de la cuenca, ρ_s corresponde a la densidad de los sedimentos (o agua más sedimentos en el caso de cuencas oceánicas), ρ_{cs} es la densidad de la corteza superior, ρ_{ci} es la densidad de la corteza inferior y ρ_m es la densidad del manto superior.

Esta hipótesis describe en forma muy aceptable el estado isostático de grandes estructuras montañosas como por ejemplo la cordillera de los Andes, en la cual el peso de la topografía es considerable y logra hundir localmente la corteza. Se relaciona con mecanismos de compresión en la formación de orogenias. También funciona adecuadamente en cuencas sedimentarias formadas por tracción, en donde la compensación se produce localmente debajo de la misma.

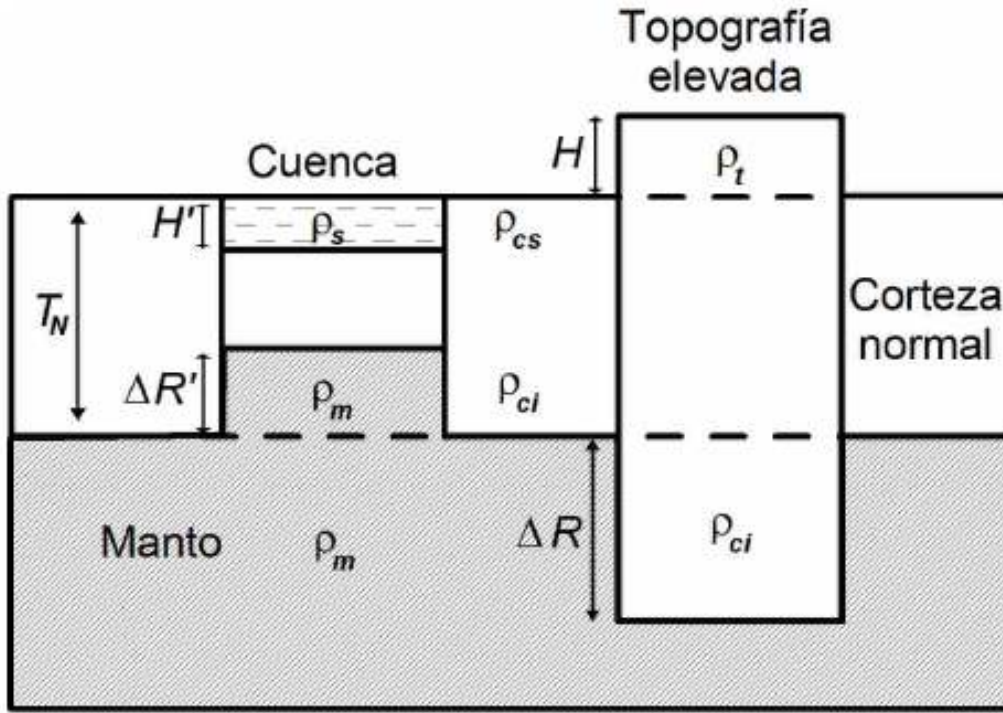


Figura 4.18: Hipótesis de Airy.

4.3.5. Ángulo de Tilt

Este es un método simple que permite estimar la profundidad de una fuente gravimétrica, asumiendo un modelo de contacto vertical. El método utiliza las derivadas horizontales y la derivada vertical del campo del campo gravimétrico, además no requiere de un conocimiento del tipo de cuerpo, como por ejemplo el índice estructural.

Verduzco et al. (2004) describieron las fórmulas necesarias para el cálculo del ángulo de Tilt, el que está definido como:

$$\theta = \tan^{-1} \frac{\frac{\partial g}{\partial z}}{\sqrt{(\frac{\partial g}{\partial x})^2 + (\frac{\partial g}{\partial y})^2}} \quad (4.38)$$

Donde g es la anomalía de gravedad. Debido a que el ángulo Tilt (θ) resulta de la función trigonométrica arco tangente, todas las amplitudes están restringidas a los valores entre -90° y $+90^\circ$ (función acotada) independientemente de la amplitud del gradiente horizontal de la anomalía. La expresión de la anomalía de gravedad producida por un cilindro vertical semi infinito está dada por (Abdelrahman et al., 1989):

$$g = \frac{\pi G \rho R}{(x + z)^{1/2}} \quad (4.39)$$

Donde z es la profundidad, x es la coordenada de posición, ρ es el contraste de densidad, G es la constante de gravitación universal y R es el radio del cilindro.

Las derivadas primeras horizontales y verticales de g son:

$$\frac{\partial g}{\partial x} = \frac{-\pi G \rho R x}{(x+z)^{3/2}} \quad (4.40)$$

$$\frac{\partial g}{\partial z} = \frac{-\pi G \rho R z}{(x+z)^{3/2}} \quad (4.41)$$

Reemplazando las ecuaciones 4.40 y 4.41 en la ecuación 4.38, se obtiene:

$$\theta = \tan^{-1} \frac{z}{x} \quad (4.42)$$

Entonces, la ecuación 4.42 indica que el ángulo Tilt sobre los bordes de un contacto (es decir cuando $z = 0$) es $\theta = 0^\circ$. El ángulo de Tilt es de $\theta = 45^\circ$ cuando $z = x$ y $\theta = -45^\circ$ cuando $z = -x$, por lo tanto, a partir del valor θ se puede identificar la posición y la profundidad de un contacto entre dos cuerpos con diferentes anomalías.

Parte II

Geofísica Aplicada a la zona de explotación de Vaca Muerta

Capítulo 5

Resultados - Sismología

«A los geólogos antiguos tiene que haberles parecido casi tan improbable que las leyes de los terremotos algún día arrojarían luz sobre el origen de las montañas, como a los primeros astrónomos, que la caída de una manzana les ayudaría a explicar los movimientos de la Luna»

Charles Lyell

5.1. Introducción

Debemos introducir los conceptos de señal y ruido. Definimos la señal como la parte deseada de los datos y el ruido como la parte no deseada. Nuestra definición de señal y ruido es subjetiva en el sentido de que una parte dada de los datos es “señal” para aquellos que saben como analizarla e interpretarla, pero es “ruido” para aquellos que no. Por ejemplo, durante años los tiempos de los primeros arribos de ondas P y S eran las únicas señales que brindaba un terremoto, y el resto del sismograma, como las ondas superficiales y las ondas coda, debían ser consideradas como inútiles hasta que se encontraron métodos apropiados de interpretación. Así, a través de la aplicación de nuevas técnicas a datos viejos, un analista puede experimentar un momento de descubrimiento tan jubiloso como lo hace un recolector de datos usando un nuevo aparato de medición (Richards y Aki, 1980).

La sismología ha sido definida como el estudio de terremotos y sus fenómenos asociados, o el estudio de ondas elásticas que se propagan a través de la Tierra. Al integrar datos y técnicas de la física, matemática y de la geología, la sismología ha producido una imagen remarcablemente precisa del interior de la Tierra que es el dato principal para el estudio de la formación de planetas terrestres. Los sismólogos han aprendido también mucho sobre la naturaleza de los terremotos y de los procesos tectónicos responsables de producirlos. Estos estudios no son de interés puramente académico; la sismología es la principal herramienta para el asesoramiento de peligrosidad sísmica, exploración de hidrocarburos y el rol de salvaguardar la paz al monitorear pruebas nucleares (Stein y Wysession, 2009).

Este estudio sismológico se ha desarrollado a través de muchos resultados,

tal vez el más importante de ellos ha sido el hecho de realmente lograr aplicar métodos tradicionales usualmente utilizados en zonas de borde de placas, a una red local de intraplaca con eventos de muy baja energía. Debido a esto, e independientemente de los resultados aquí detallados, el principal logro de esta tesis puede estar en su utilidad para continuar desarrollando nuevos estudios. Las principales dificultades en un comienzo se presentaron en detectar eventos y localizarlos precisamente (sección 5.3) y calcular su magnitud (sección 5.4), como fueron solucionadas se explicará en las correspondientes secciones. En primer lugar comenzaremos hablando sobre las medidas de control de calidad, de donde se obtuvieron las parametrizaciones y estadísticas que fueron la piedra basal para poder ajustar los algoritmos de calculo y escribir los códigos en todo el resto del trabajo.

5.2. Métricas de Control de Calidad

Se calcularon los parámetros de calidad para todas las estaciones, durante todo el proyecto, esto es para cada mes durante todo el año, cada año desde 2014 hasta el presente. El análisis de estas métricas nos permite obtener información sobre el funcionamiento de nuestras estaciones, como evoluciona la calidad de los datos que brinda en el tiempo y si durante algún periodo presentó problemas, permite identificar cual puede haber sido el factor involucrado. La base de datos que formamos a lo largo de los años aumenta su utilidad al poder obtener datos e información muy variada, desglosada en distintos factores, acumulándose en el tiempo, aportando al dato estadístico de la red en el tiempo. A continuación se detallan los principales resultados y utilidades de cada métrica, tomando como ejemplo la estación ZENON, mostrando salidas gráficos de la base de datos.

Las métricas de ruido impulsivo, ruido no impulsivo, cantidad máxima de disparos, y máximos de STA/LTA fueron fundamentales para lograr los ajustes actuales de los algoritmos de detección automáticos. Los parámetros obtenidos a partir de las función de densidad de potencia, función de densidad espectral de potencia y espectrogramas fueron útiles para estudiar el comportamiento de la zona de estudio en el tiempo, y de las estaciones sismológicas, tanto en presencia de actividad sísmica como en ausencia de la misma.

5.2.1. Media

Esta métrica (Fig. 5.1) indica el valor promedio a cada hora del registro sísmico, por día. Nos indica el corrimiento de la señal continua constante a cada hora. Valores relativamente cercanos a cero indican un buen funcionamiento del sensor.

Parámetros de entrada Trama sísmica

Salida gráfica Serie temporal de la variación del *offset* de los registros sísmicos.

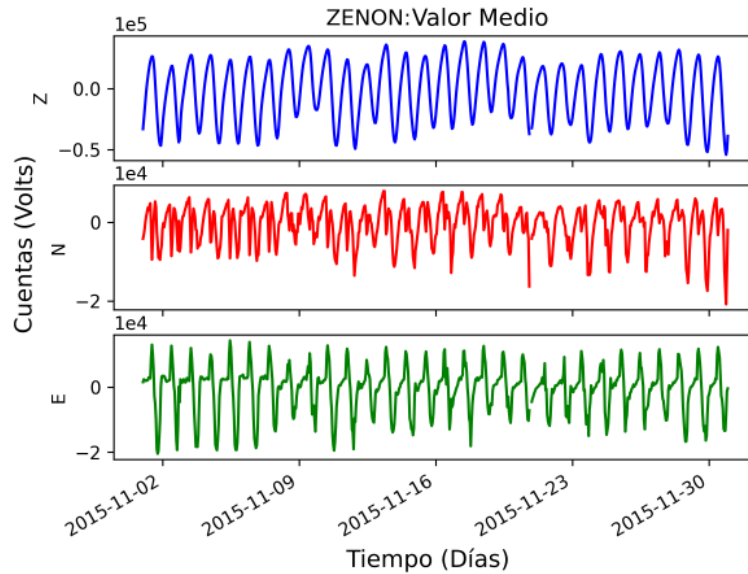


Figura 5.1: Variación de la media a cada hora durante un mes completo de registro continuo.

Totalizador Promedio de las medias de todo el registro continuo.

Todas las estaciones muestran variaciones periódicas diurnas. Estas se encuentran moduladas por la excursión térmica del día. Las variaciones diurnas no superan el valor de 5×10^5 (50.000 cuentas), muy por debajo del nivel de corte del digitalizador de 2^{23} . Algunas estaciones pueden mostrar un pico que saca fuera de escala el gráfico. Algunas veces coincide con el día de recolección de datos, en otros casos puede corresponder con un valor máximo o uno saturado y es aquí donde el continuo de datos se estudia en detalle para comprobar la ocurrencia de alguna anomalía.

5.2.2. Mediana

Valor que subdivide la distribución de los valores sísmicos medidos en un 50 % (Fig. 5.2). La desviación entre la mediana y la media indica una distribución asimétrica (sesgada) de los datos registrados.

Parámetros de entrada Traza sísmica con duración de una hora.

Gráfica Valores de la variación de la mediana de los registros durante un intervalo de tiempo.

Totalizador Promedio de las medianas obtenidas.

Se corresponde casi con exactitud con la media, lo que sugiere una distribución simétrica de las muestras medidas.

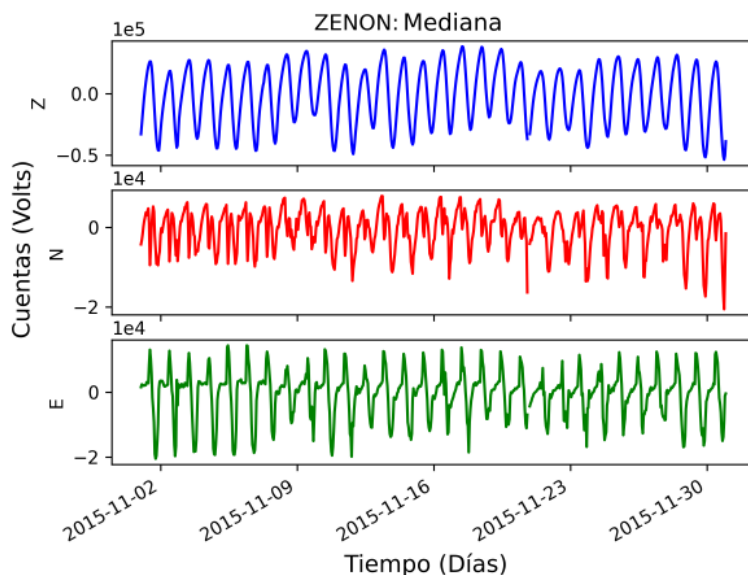


Figura 5.2: Variación de los valores de la mediana a cada hora durante un mes completo de registro continuo. En general, son gráficas muy similares a las que corresponden a variaciones de las medias.

5.2.3. Máximo valor de muestreo

Máximo valor absoluto del registro sísmico en un tiempo determinado (Fig. 5.3). Es un valor indicador de hasta cuanto podemos aumentar la ganancia de nuestro digitalizador sin realizar una saturación de la señal medida.

Parámetro de entrada

Traza sísmica

Procedimiento

Convierte todos los valores muestreados a positivos

Evalúa el máximo valor presente entre todos estos.

Gráfica Valor absoluto máximo a cada hora durante un período determinado.

Totalizador Promedio de los máximos valores de muestras.

Se encuentran comprendidos dentro del rango dinámico de registro. Sin embargo, algunos saltos en la gráfica pueden observarse, pero no más de lo esperado. Se correlacionan con los gráficos de media y saturación y luego se observa en el continuo de datos para buscar anomalías en el registro. Tan solo se observan 2-3 bruscos aumentos que describen impulsos y son comunes a todas las estaciones. Esto se relaciona generalmente con un evento sísmico, posiblemente sismos regionales o telesismos de considerable magnitud.

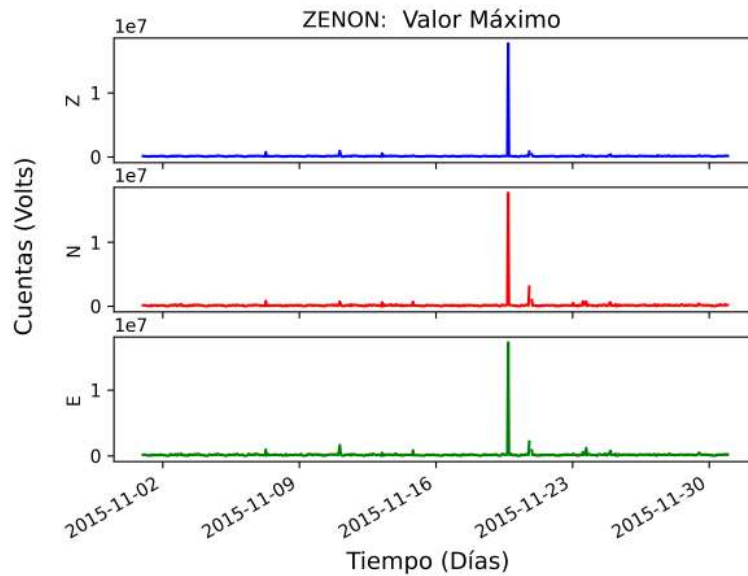


Figura 5.3: Evolución en el tiempo de los máximos valores obtenidos durante un mes.

5.2.4. Saturación

Valores notablemente altos entregados por el sensor sísmico pueden saturar el digitalizador (Fig. 5.4), lo que indica que se debe hacer un reajuste de ganancia de este. Se aplica a todos los canales.

Parámetros de entrada

Traza en formato *miniseed* para cada canal.

Procedimiento

Recorre todas las muestras buscando un valor mayor a 2^{23} (valor de corte del digitalizador)

Informa la cantidad de muestras que alcanzan ese valor.

Gráfica porcentaje de muestras saturadas en un período determinado y para todos los canales.

Totalizador Porcentaje de muestras saturadas en todo el período.

No se detectaron valores de saturación en general a lo largo de todo el ciclo de trabajo. Las gráficas son limpias, lo que nos permite saber que los valores máximos o que se alejan de la media no han saturado al registrador por lo que toda la información de onda ha sido conservada.

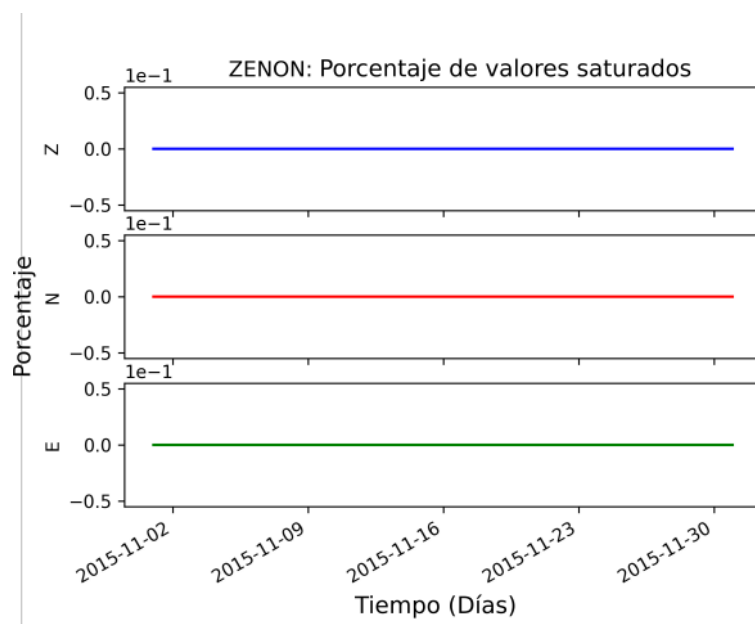


Figura 5.4: Porcentaje de muestras que llegaron al nivel de saturación durante el período de un mes.

5.2.5. Vacío de datos

Indica la cantidad de muestras que se dejaron de registrar durante una hora determinada (Fig. 5.5). Es un indicador de una batería en mal funcionamiento, o bien, poca alimentación eléctrica.

Parámetros de entrada

Traza sísmica

Intervalo de tiempo

Procedimiento

Extrae la frecuencia de muestreo de la traza en *miniseed*.

Calcula la cantidad de muestras de acuerdo al intervalo de tiempo

Cuenta cada una de las muestras.

Calcula la diferencia de muestras, si es diferente de cero, algunos datos se perdieron.

Gráfica Serie temporal a lo largo del tiempo , día a día, de el porcentaje de datos registrados a cada hora.

Totalizador Número de vacío de datos con respecto al período de tiempo medido.

Solo se presenta un gap instantáneo de un par de minutos el día de la anterior campaña cuando los equipos fueron reiniciados y se descargaron los datos.

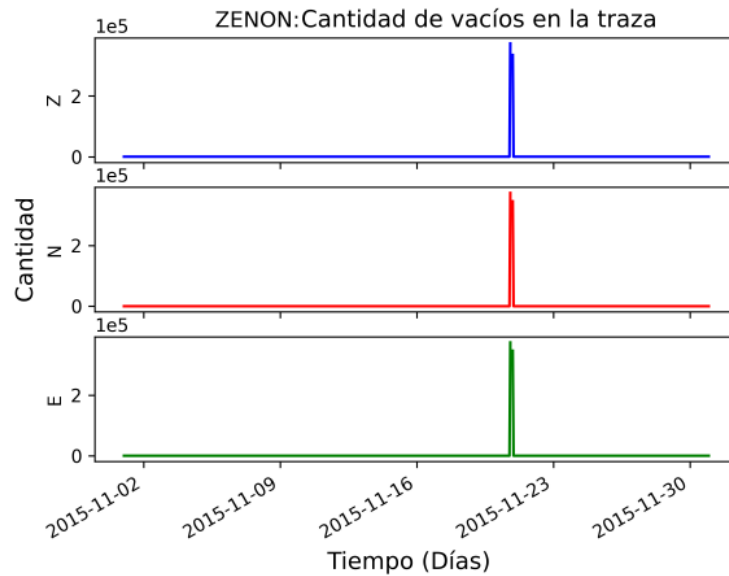


Figura 5.5: Gráfica de vacío de datos para un mes completo de registro.

5.2.6. Ruido impulsivo

Indica la cantidad de ruido impulsivo en el registro a cada hora de registro sísmico continuo (Fig. 5.6). La presencia de este tipo de ruido puede indicar alguna interferencia por pulso electromagnético, un sensor mal acoplado al suelo, o bien algún inconveniente con la base rígida donde se acopla. También la presencia de eventos sísmicos muy rápidos al límite de la frecuencia de Nyquist.

Parámetros

Registro sísmico de una hora

Umbral a partir del cual se considera ruido impulsivo

Tamaño del *kernel* del filtro mediana

Procedimiento

Cargar la traza sísmica

Aplicar filtro mediana utilizando un tamaño de *kernel* determinado.

Computar la diferencia entre traza filtrada y traza original

Contar el número de muestras cuya diferencia supere el valor de umbral.

Gráfica Número de eventos impulsivos en una hora, sumando aquellos detectados en todos los canales.

Totalizador Cantidad total de impulsos detectados en relación con el período de registro.

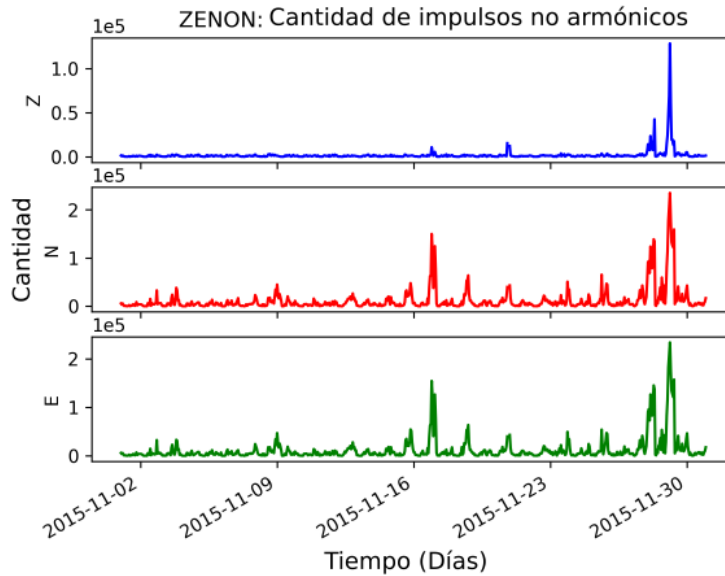


Figura 5.6: Apariciones de ruido impulsivo (impulsos no armónicos) durante un mes de registro.

Las estaciones presentan aisladas ocurrencias de este tipo de ruido, que puede corresponderse a rápidos movimientos muy cercanos al sensor. Nos permite conocer qué estaciones sufren mayor ruido y deben ser filtradas con mayor cuidado, y qué estaciones son más eficientes como patrón para obtener parámetros. Nos brinda información de períodos de actividad incrementada, o de mayor potencia en el área.

5.2.7. Ruido no impulsivo. Cantidad de Disparos

El número de veces por hora que se detectan eventos sísmicos mediante la relación energética STA/LTA (Promedio a corto plazo/Promedio a largo plazo del inglés: *Short Term Average/Long Term Average*). Esta métrica (Fig. 5.7) indica qué días tuvieron fuerte actividad sísmica, o bien si se necesita un ajuste de los parámetros de detección, o en todo caso fueron días con alta cantidad de ruido no estacionario. Se usó solo para el rango de frecuencias entre 1 a 20 hz, rango de frecuencias donde se encuentran los sismos locales.

Parámetros

Traza de datos sísmicos

Umbral STA/LTA a partir del cual se considera ruido no impulsivo.

Umbral STA/LTA por debajo del cual se considera que el evento terminó.

Largo de ventana de corto plazo.

Largo ventana de largo plazo.

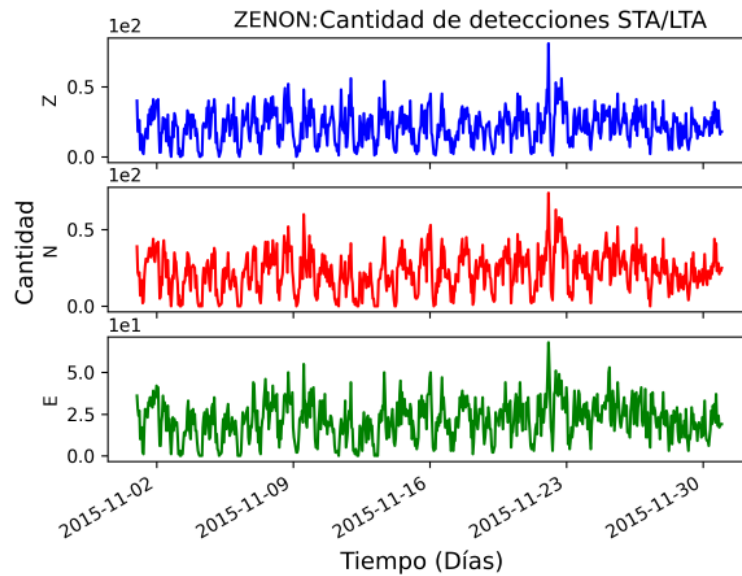


Figura 5.7: Cantidad de disparos debido a ruido no impulsivo en un mes.

Aplicación de filtro Butterworth.

Frecuencia mínima.

Frecuencia Máxima.

Orden del filtro.

Aplicación de *taper* (Si o No)

Tipo de *taper*.

Porcentaje del taper.

Procedimiento

Carga de traza de datos de una hora

Aplicación de filtro Butterworth.

Búsqueda de disparos mediante el algoritmo clásico de relación STA/LTA.

Calculo de la cantidad de disparos en una hora.

Selección del máximo valor de STA/LTA detectado.

Gráfica Número de disparos por día en relación a cantidad de tiempo medido.

Totalizador Promedio de cantidad de disparos en un intervalo de tiempo.

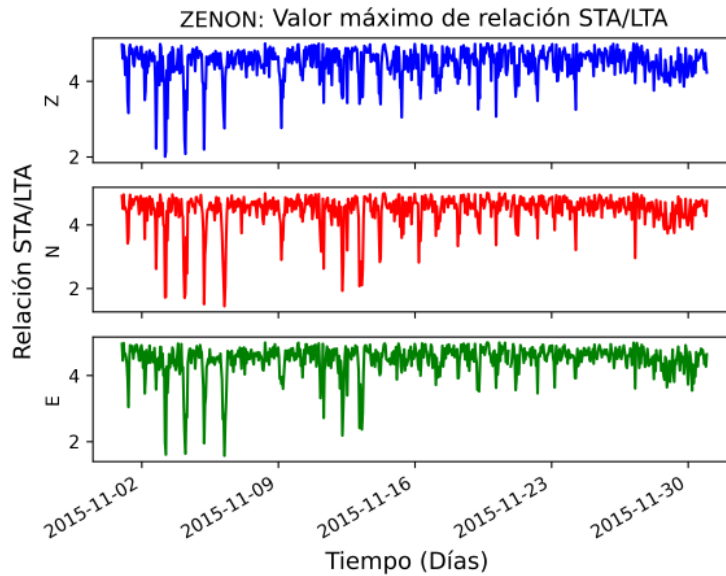


Figura 5.8: Serie temporal con máximos valores de relación STA/LTA en un período determinado.

La cantidad de disparos por cada hora, en general, no superaron las 10 detecciones. Se observan variaciones estacionales de la cantidad de disparos. Algunas estaciones presentan muy pocos disparos, mientras que otras registran moderada cantidad a lo largo de todos los meses. La cantidad de disparos presenta, en la mayoría de estaciones, una variación diurna, algo normal para registros en zonas de actividad industrial. La señal de cantidad de disparos presenta segmentos (del orden de días) bien definidos de baja cantidad, a otros de alta cantidad. Este comportamiento está relacionado directamente al efecto del viento y en menor medida a actividad industrial cercana a las estaciones.

5.2.8. Máximo Valor STA/LTA

Similar procedimiento y parametrización que el descrito en el punto anterior, a diferencia que se obtiene el valor máximo de relación STA/LTA. Este es un indicativo que tan energéticos son los valores de ruido no estacionario (Fig. 5.8).

Gráfica Máximo valor de relación STA/LTA.

Totalizador Promedio de los máximos valores de STA/LTA detectados.

En general, no se detectaron valores de relación STA/LTA > 5 . En algunas estaciones se observa el mismo disparo ocurrido el día de campaña que se recolectaron los datos. Esto puede ser producto de los movimientos del equipo cuando se aproxima a la estación, o de una señal eléctrica al momento de desconectar el equipo.

5.2.9. Desviación estándar para bajas frecuencias

Potencia de ruido promedio para bajas frecuencias (Fig. 5.9). Puede indicar la presencia de ondas telesísmicas energéticas, o bien el continuo microsismo oceánico. También, es un indicador de grandes árboles flexionados por el viento, donde su movimiento genera un período de resonancia que es del orden de los segundos y perturba la señal medida.

Parámetros de entrada

Traza

Frecuencia mínima

Frecuencia máxima

Orden del filtro

Taper (Si o No)

Tipo de Taper

Máximo porcentaje de taper.

Procedimiento

Aplicación de filtro Butterworth.

Cálculo de la desviación estándar de la traza de una hora.

Gráfica Desviación estándar de los registros sísmicos para las bajas frecuencias.

Totalizador Desviación estándar total para cada de las desviaciones estándar calculadas individualmente.

En general, la señal consiste en una variación suave con aislados impulsos. Se detecta en varias estaciones la presencia de una variación diurna. Los impulsos parecen ocurrir, en general, en periodos de tiempo comunes a la mayoría de estaciones y vinculados a posibles eventos telesísmicos.

5.2.10. Desviación estándar para altas frecuencias

Similar al cálculo del punto anterior, con la única diferencia es la selección de frecuencias del filtro pasabanda, entre 1 a 10 Hz (Fig. 5.10).

En general, la señal consiste en una variación diurna y estacionales con aislados impulsos. Es un buen indicador de aumento de actividad, sobre todo en el canal vertical.

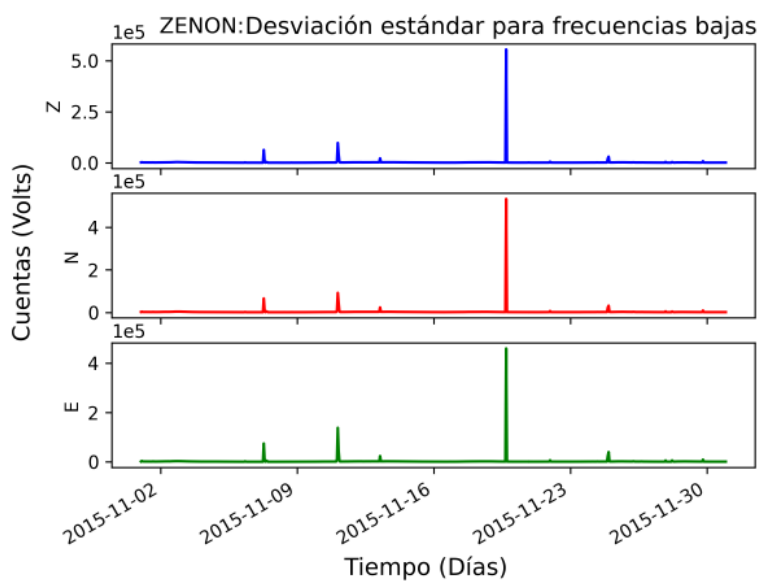


Figura 5.9: Serie temporal con la variación de la desviación estándar para bajas frecuencias.

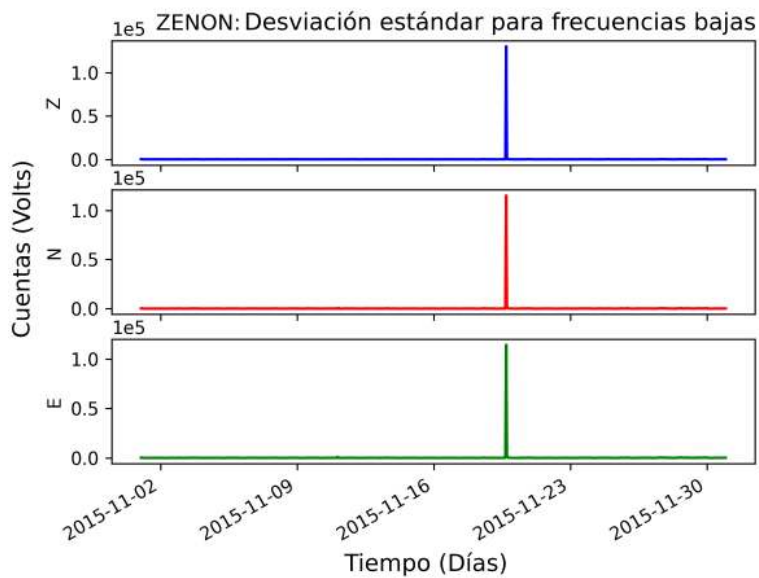


Figura 5.10: Serie temporal con la variación de la desviación estándar para altas frecuencias.

5.2.11. Función densidad de probabilidad

Esta métrica mostrará la función densidad de probabilidad (FDP) de los valores medidos a cada hora (Fig. 5.11) y la FDP combinada para todo el mes (Fig. 5.12). Se utiliza para detectar grandes variaciones en la señal medida aunque dispersas, que son típicas de una serie temporal *long tail* que indica desviaciones respecto de una distribución normal.

Parámetros de entrada

Traza

Número de particiones (*bins*), por defecto 256.

Procedimiento

Carga la traza de datos sísmicos

Calcula el histograma de datos considerando el número de particiones determinada.

Selecciona los bordes de las particiones.

Informa el valor y los bordes para todas las particiones.

Gráfica Es un gráfico 2D donde se aprecia la variación de los histogramas en el tiempo, tanto en amplitud como en su extensión.

Gráfica Resultados de la función distribución de probabilidad representada mediante un histograma medido a lo largo de todo el período de funcionamiento.

Totalizador Histograma de los histogramas parciales obtenidos para cada hora de registro.

Si bien los rangos que comprenden la mayoría de los datos medidos son muy similares a los reconocidos mes a mes, pero vale señalar que para ciertos y aislados momentos, y siendo común a todas las estaciones, existen eventos aislados que elevan considerablemente el rango de datos medidos.

5.2.12. Densidad espectral de potencia

Función de densidad espectral de potencia (sigla utilizada convencionalmente: *PSD*) del registro continuo superpuesto hora a hora durante un mes (Fig. 5.13). Permitirá conocer si ciertas frecuencias preponderantes afectan la calidad de la señal, por ejemplo, 50 Hz. Por otro lado, conocer el contenido frecuencial de la señal sísmica medida o bien si el sensor se encuentra funcionando adecuadamente.

Parámetros



Figura 5.11: Gráfica 2D donde se muestra la evolución de la señal. Colores cálidos son valores mayores que colores fríos. Se expone la extensión y frecuencia de aparición para cada partición del histograma.

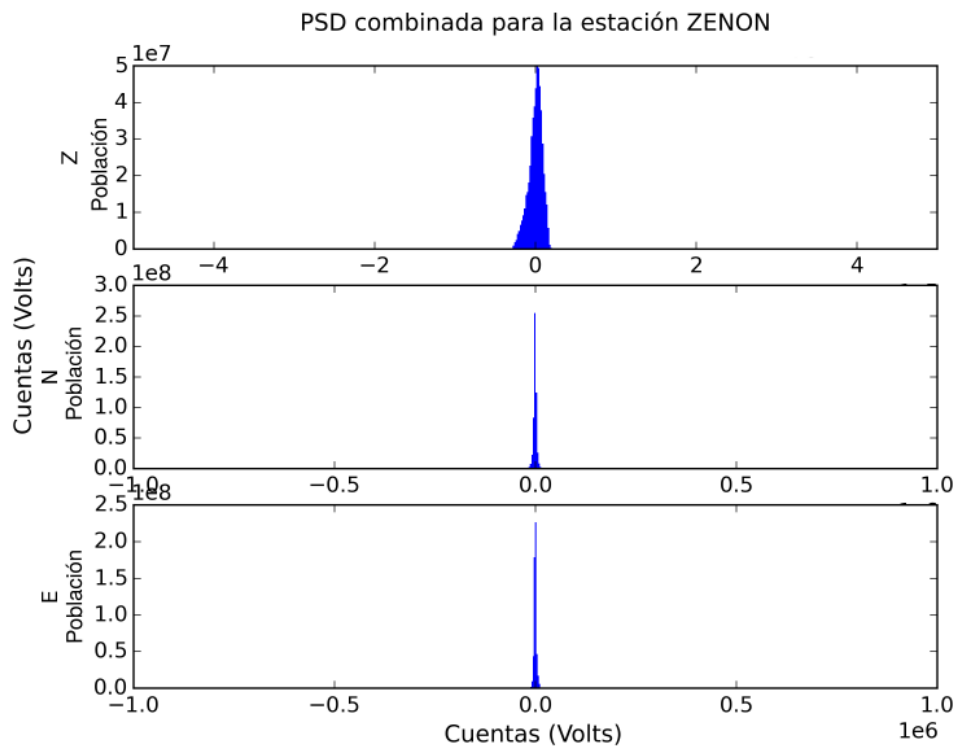


Figura 5.12: Función densidad de probabilidad obtenida mediante la construcción de un histograma para todo el período de análisis.

Traza sísmica

Número de frecuencias:

Procedimiento

Cargar el registro de datos continuos de una hora.

Eliminar la tendencia del registro sísmico

Intervalo de tiempo de incorporación

Archivo de respuesta instrumental

Procedimiento

Selección de la traza.

Cálculo de PSD considerando la respuesta instrumental.

Incorporación de otra traza y cálculo para y próximas trazas agregadas.

Información de PSD promedio.

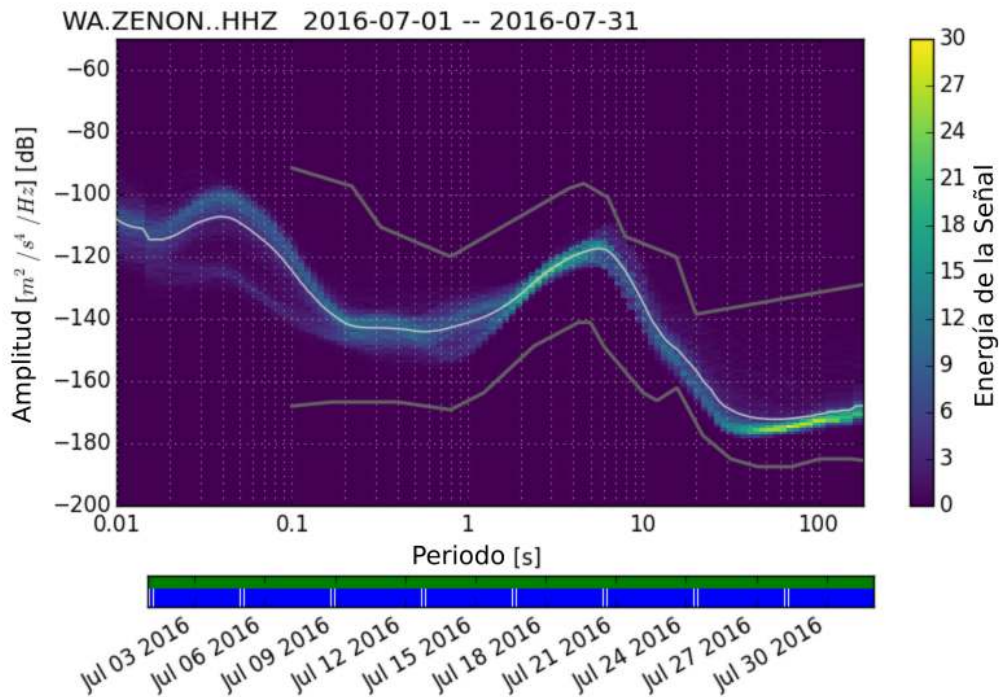


Figura 5.13: La gráfica muestra uno de los cálculos superpuestos de densidad espectral en potencia realizando la corrección instrumental, para el canal vertical (z).

Gráfica Resultados superpuestos de los espectrogramas durante el período de agregación, que permite resaltar el predominio relativo de cada una de las frecuencias y su amplitud dentro de los modelos de ruido NHNM (*New High Noise Model*) y NLNM (*New Low Noise Model*) (McNamara y Buland, 2004).

La barra de colores a la izquierda del gráfico 5.13 representa la energía de la señal o la magnitud del coeficiente de la TRF (transformada Rápida de Fourier) para cada segmento calculado (bin). Colores cálidos indican altas magnitudes de coeficientes de TRF o número de muestras, mientras que colores fríos indican bajas magnitudes o número de muestras. Entonces, para cada segmento (bin) o rectángulo de base periodo y altura amplitud, el color indica número de muestras.

Las estaciones se encuentran dentro de los niveles alto y bajo del modelo de ruido promedio global de sismogramas, lo que demuestra la normalidad de funcionamiento aún en áreas industriales ruidosas. Por supuesto, las gráficas de PPSD para estaciones con sismómetros de período corto, se dispararan fuera de los valores normales a partir de períodos superiores a 10 s.

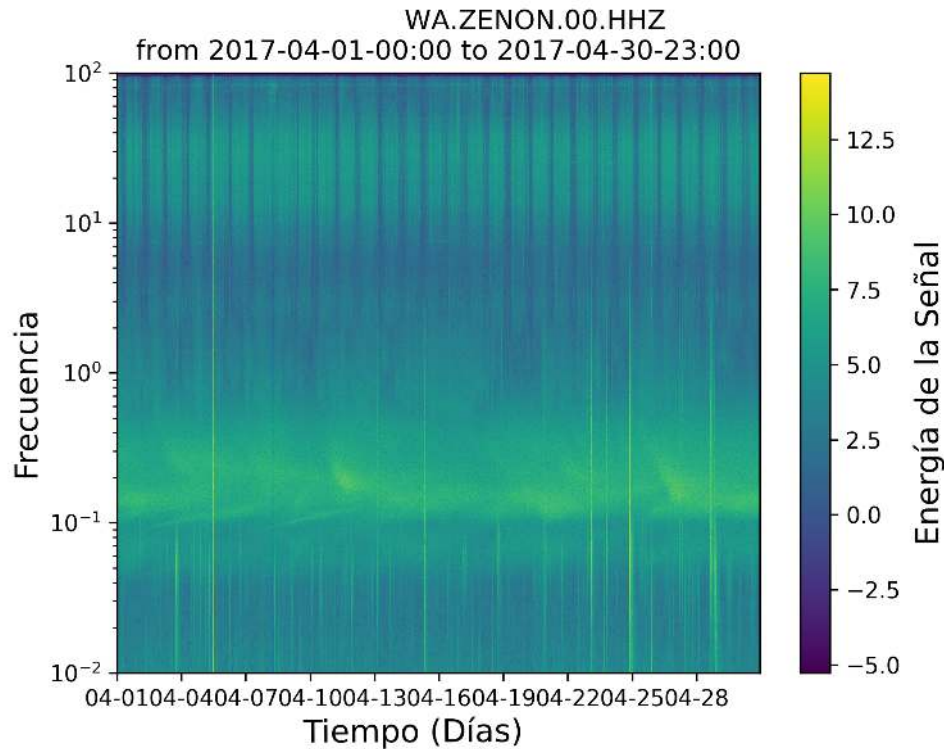


Figura 5.14: Espectrograma para un mes completo, para el canal vertical (z).

5.2.13. Espectrograma

Calcula la densidad espectral de potencia para cada canal de cada estación para una hora y la muestra una a continuación de la otra, apilándolas en un gráfico para un mes completo (Fig. 5.14), el objetivo es observar la evolución y los cambios de esta función en el tiempo.

La barra de colores a la izquierda del gráfico 5.14 representa la energía de la señal o la magnitud del coeficiente de la TRF (transformada Rápida de Fourier) para cada segmento calculado (bin). Colores cálidos indican altas magnitudes de coeficientes de TRF o número de muestras, mientras que colores fríos indican bajas magnitudes o número de muestras. Entonces, para cada segmento (bin) o rectángulo de base tiempo y altura frecuencia, el color indica número de muestras.

Se puede observar el microsismo oceánico en periodos de 1 a 10 s. Hay una presencia consistente de señales monocromáticas a partir de los 5 Hz. Varias estaciones (en particular MORAR) registran claras variaciones diurnas en rangos de frecuencias altas de 10 a 100 Hz. Los espectrogramas contienen mucha información sobre el registro de cada estación durante todo el período y nos permite entender cómo los niveles de energía varían (ej. sismos) y también se mantienen (ej. microsismo oceánico) en el tiempo.

5.3. Identificación y Localización de sismicidad

El primer paso una vez instalada nuestra red y obtenidos datos crudos fue poder detectar en ellos señales sísmicas. Cuando uno estudia sismología de forma observacional tradicional, una vez que ocurre un terremoto sentido, lo busca en un registro sísmico; o estudiando registros de una zona, ve grandes señales que emergen del sismograma cuando ocurre un evento. En nuestro caso contábamos con casi 2 años de registros y sabíamos que seguiríamos acumulando datos durante por lo menos 3 años más, y entre toda esta cantidad debíamos identificar sismos muy pequeños cuyas señales pueden resultar invisibles sin aplicar filtros ante la observación a ojo del analista. El objetivo entonces fue adaptar un método automático que encuentre estas señales no solo para este trabajo, sino para los siguientes. El algoritmo utilizado para esto está detallado en la sección 4.2.2 y las métricas que utilizadas para configurarlo a través del tiempo se mostraron en la sección anterior (5.2), la configuración final del algoritmo se expone a continuación.

```
#####  
[local]  
offtime = 20  
thre_diff = 0.5  
andb_thre_on = 3.25  
thre_off = 1  
andb_trig_sta = 4  
sta_coin_par = 3  
lta_coin_par = 15  
sta_ind_par = 5  
lta_ind_par = 75  
pre_time = 80  
end_time = 120  
trace_taper = 0.005  
event_taper = 0.05  
fmin = 3  
fmax = 15  
lta_p = 75  
sta_p = 10  
lta_s = 120  
sta_s = 20  
nar_p = 4  
nar_s = 8  
lv_p = 0.5  
lv_s = 1  
sfile_on = 0  
#####  
  
#####
```

```

[regional]
offtime = 20
thre_diff = 0
andb_thre_on = 3.5
thre_off = 1
andb_trig_sta = 7
sta_coin_par = 50
lta_coin_par = 300
sta_ind_par = 10
lta_ind_par = 150
pre_time = 150
end_time = 300
trace_taper = 0.005
event_taper = 0.05
fmin = 1.5
fmax = 7
lta_p = 75
sta_p = 10
lta_s = 120
sta_s = 20
nar_p = 4
nar_s = 8
lv_p = 0.5
lv_s = 1
sfile_on = 0
#####

```

El primer estudio sismológico realizado para esta tesis consistió en estudiar el evento ocurrido el 19 de noviembre de 2015, sentido en el pueblo de Sauzal Bonito. Este fue el primer evento registrado alguna vez por redes internacionales y nacionales en las inmediaciones de la zona (Fig. 1.1). Estas redes solo pudieron registrar este evento, pero nuestra red local instalada en 2014 nos permitió no solo registrar el evento, sino también sus réplicas, y nos condujo a determinar su localización con un alto grado de certeza. Fue un gran caso de estudio porque se podía estudiar tradicionalmente y podía ayudarnos a establecer algún tipo de antecedente sismológico en la zona.

El Servicio Geológico Estadounidense (USGS) reportó que el evento principal del 2015 ocurrió a las 17 horas, 44 minutos y 52 segundos (Horario Universal), y tuvo una magnitud M_b aproximada de 4.2 ± 0.4 . Fue localizado a los 38.905°S , 68.959°O (estación más cercana a 244.8 km, incertidumbre: ± 5.3 km), y su profundidad fue de 14.6 ± 7.5 km. El Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) reportó el evento a las 14 horas, 44 minutos y 57 segundos (Horario Local Argentina), fue localizado a los 38.795°S , 69.484°O , su profundidad fue de 10 km y no se registraron réplicas.

Nuestro primer resultado, publicado en Correa-Otto et al. (2018), localizaron a este terremoto cortical a los 38.66°S , 68.98°O (Fig. 5.15), con un error estándar de ~ 4 km en latitud y longitud y una profundidad de 3.2 ± 6

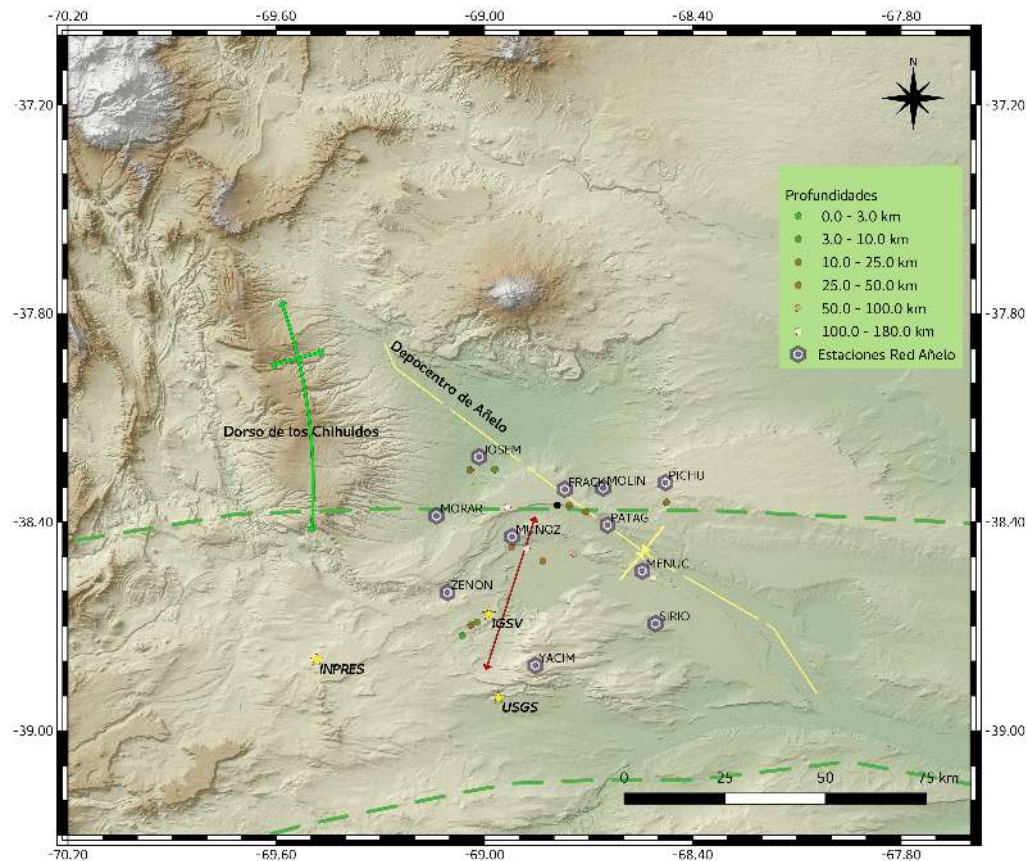


Figura 5.15: Modelo de elevación digital detallando la ubicación de la red sismológica local (hexágonos grises con nombres de cada estación) y sismicidad (círculos graduados en color por profundidad) para Noviembre de 2015 publicados en (Correa-Otto et al., 2018). Se indican las principales localidades y rasgos geológicos, incluyendo el anticlinal de Añelo (Messenger et al., 2010) en rojo, y los límites de la Dorsal de Huincul en verde. Se detalla con estrellas el evento principal de Noviembre de 2015 como fue localizado por el USGS, INPRES y el IGSV.

km. La distribución espacial del evento principal y sus réplicas definen un rasgo lineal de rumbo aproximado 50°N . Las réplicas fueron definidas como eventos ocurridos dentro de una ventana de 24 horas posteriores al evento principal, localizados sobre este rasgo lineal. En la figura 5.15 puede verse la comparación de localizaciones del evento del 19 de Noviembre de 2015 marcado con tres estrellas, obtenidas para USGS, INPRES y para el IGSV (Correa-Otto et al., 2018) se observa tanto el evento como el resto de la sismicidad registrada en noviembre y diciembre de 2015.

Luego del estudio focalizado en noviembre y diciembre de 2015, en el que se revisó cada registro de manera visual, se comenzó a utilizar el algoritmo de detección STA/LTA (sección 4.2.2). Una vez aplicado el algoritmo al continuo de datos de un mes, se obtienen cortes de formas de onda alrededor de posibles eventos, que son clasificados visualmente para determinar falsos positivos. Al

Evento	Mes	Dia	Hora	Latitud	Longitud	Prof
1	11	4	04:03:09.1	-38,357	-68,934	146.1
2	11	8	09:54:11.5	-38,511	-68,832	30.0
3	11	8	17:06:30.2	-38,476	-68,879	123.5
4	11	16	17:08:45.8	-38,473	-68,921	38.3
5	11	17	07:39:01.2	-38,37	-68,709	18.4
6	11	17	17:49:18.2	-38,489	-68,743	61.1
7*	11	19	17:44:52.3	-38,664	-68,987	3.2
8*	11	19	18:35:55.8	-38,688	-69,021	6.8
9*	11	19	19:52:07.7	-38,696	-69,039	14.9
10	11	19	23:39:03.8	-38,25	-69,041	20.1
11*	11	20	08:38:59.4	-38,727	-69,064	2.8
12	11	21	04:30:21.2	-38,249	-68,97	5.0
13	11	22	18:35:18.2	-38,56	-68,514	147.9
14	11	29	18:56:20.4	-38,343	-68,476	20.0
15	12	7	18:07:30.9	-38,352	-68,757	10.1

Tabla 5.1: Sismicidad local detectada por la red Añelo (Fig. 5.15) en un periodo de 40 días alrededor del día del evento principal de Noviembre del 2015. Los eventos marcados con * son el evento principal y sus 3 réplicas. Estas localizaciones se obtuvieron con el anterior modelo de velocidad que se usaba en el 2016 (V16, ver figura 5.20).

comienzo del proyecto, los resultados del algoritmo estaban por debajo del 10 % de aciertos para eventos locales reales, y 50 % de aciertos para regionales, por lo que había una gran cantidad de disparos o archivos que controlar, con bajo porcentaje de eventos útiles. Al momento de escribir esta tesis nuestros porcentajes están por encima del 20 % para locales y 90 % para regionales.

El estudio de los datos continuos de la etapa del estudio 2014-2016 nos permitió registrar 326 eventos entre locales y regionales, ver figura 5.16. En la próxima figura (5.17) pueden verse los eventos locales registrados. Estos sismos nos permitieron analizar la sismicidad de base de la región, y comenzar a detectar zonas más activas. La información que brindaron del subsuelo permitió comenzar a desarrollar un modelo de velocidades propio con el cual poder luego mejorar la calidad de las localizaciones.

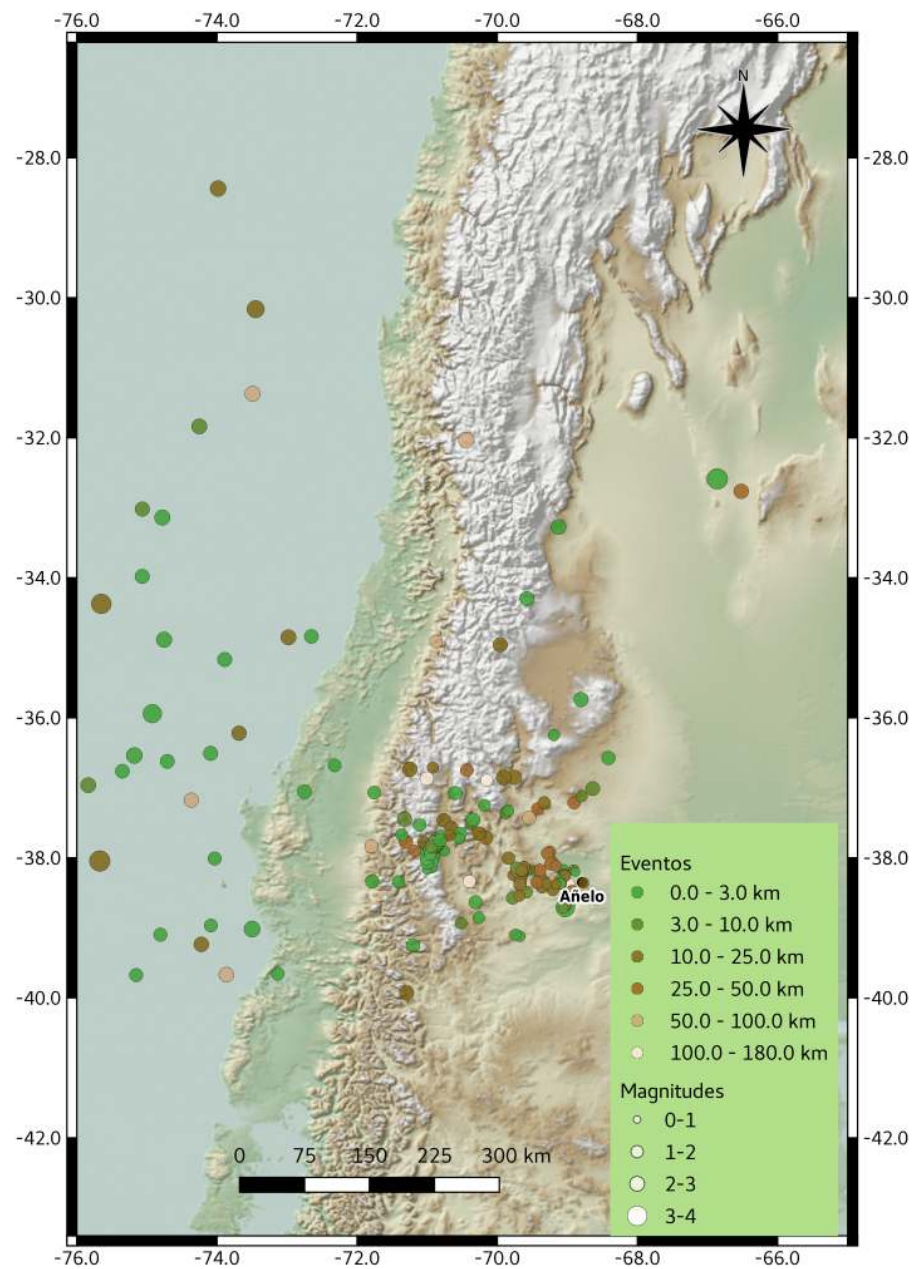


Figura 5.16: Modelo de elevación digital detallando la ubicación de la sismicidad registrada entre 2014 y 2016, utilizando el modelo de velocidades 2017 (V17, ver figura 5.20).

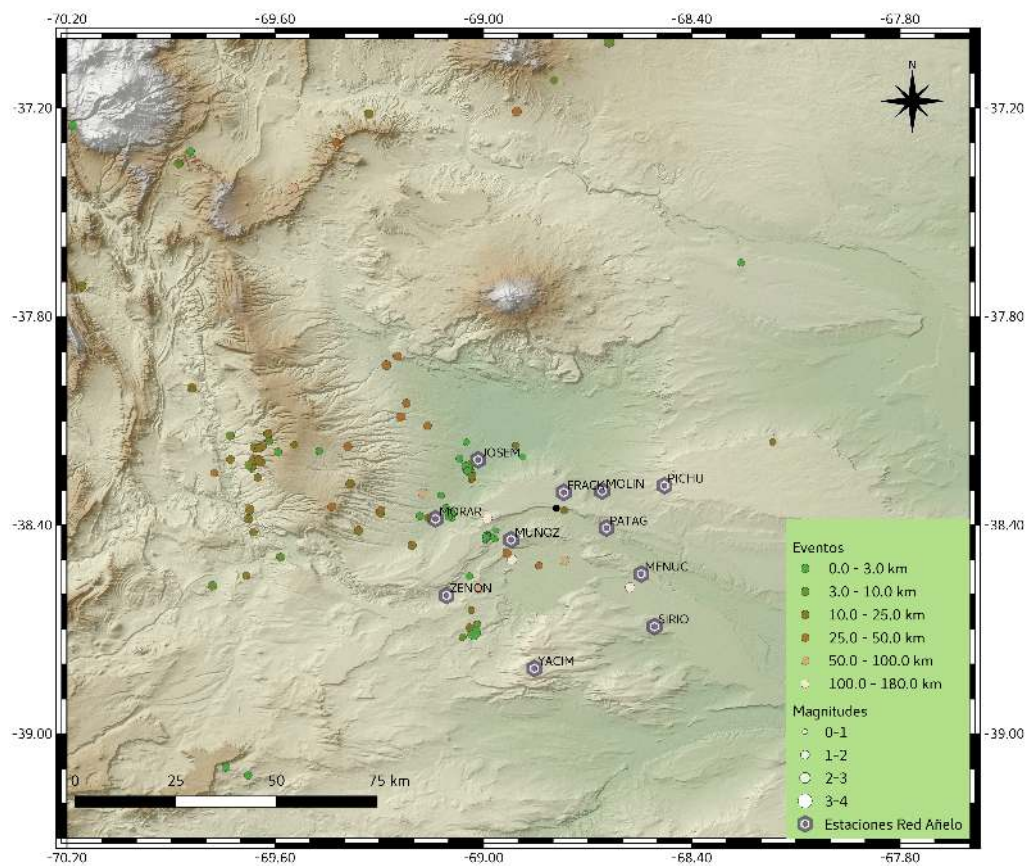


Figura 5.17: Modelo de elevación digital detallando la ubicación de las estaciones de la Red Añelo y de la sismicidad local registrada entre 2014 y 2016, utilizando el modelo de velocidades 2017 (V17, ver figura 5.20).

5.3.1. Modelo de Velocidad

Como ya se explicó anteriormente en la sección 4.2.4, al comienzo del experimento se utilizó el modelo de velocidades promedio para corteza continental obtenido del modelo global denominado AK 135 (Kennett et al., 1995), tomando las consideraciones correspondientes. Usando este último como base, y una vez alcanzados una cantidad considerable de eventos sísmicos registrados se comenzó a invertir modelos de velocidades propios con el software Velest.

Se realizaron varios modelos de velocidad desde el 2014 hasta la fecha, ajustando la profundidad del Moho con datos obtenidos por gravimetría, y agregando la cada vez mayor base de datos de sismos, eligiendo siempre los eventos con menor cantidad de error, con menor GAP azimutal, con mayor cantidad de fases leídas. El modelo actual (Figs. 5.18, 5.19), está compuesto por 17 capas que se obtuvieron agregando nuevos niveles con aumento de gradiente de velocidad obtenido de perfiles sísmicos de pozos en distintos puntos del área de estudio y luego realizando un proceso de inversión iterativo con el software Velest. Se seleccionaron eventos localizados dentro de la red y que presentaban los menores errores y mejores ajustes cuadráticos. Debido a la abundancia de eventos superficiales, y los datos de pozos (hasta los 4 km de profundidad).

En la figura 5.20 se grafican 3 modelos de velocidades correspondientes al año 2016, 2017 y actual. Se puede notar que el modelo final tiene muchas más capas que los anteriores. En los primeros 10 kilómetros de profundidad se notan los mayores cambios entre un modelo y otro, y son estos cambios los que precisamente afectan más a nuestras localizaciones. En el mapa 5.21 se presentan las localizaciones de sismos locales obtenidas tanto con el modelo 2017, como las obtenidas con el modelo final. Se pueden observar diferencias notables, tales como alineaciones de sismos más claras y grupos de eventos más compactos, que son características típicas solo obtenibles anteriormente por métodos de relocalización.

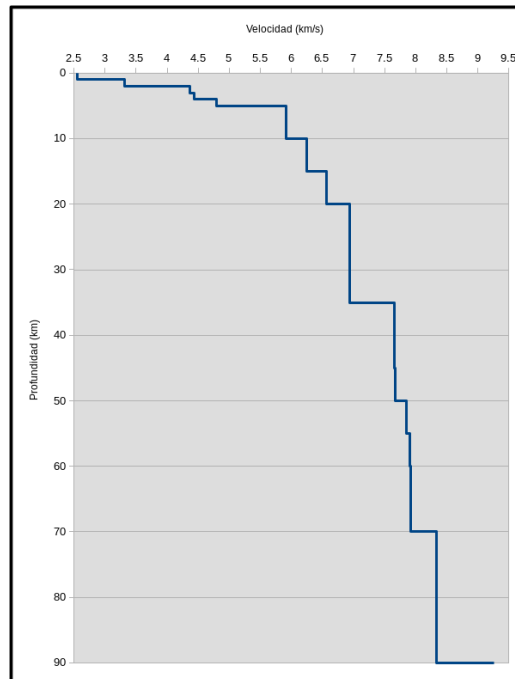


Figura 5.18: Modelo de V_p actual, de 17 capas, construido para la región cercana al pueblo de Añelo.

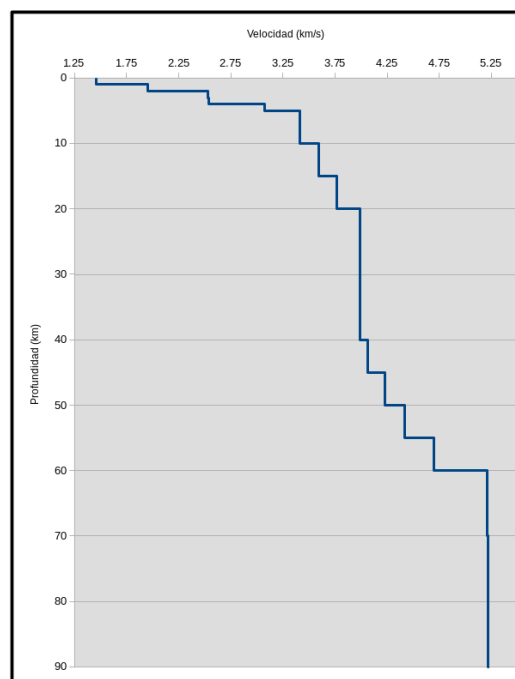


Figura 5.19: Modelo de V_s actual, de 17 capas, construido para la región cercana al pueblo de Añelo.

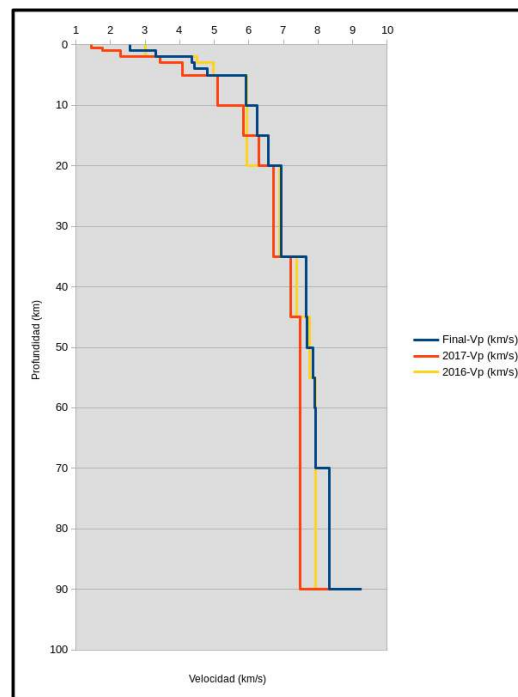


Figura 5.20: Gráfica comparando los 3 modelos de velocidades correspondientes al año 2016 (V16), 2017 (V17) y actual (VA).

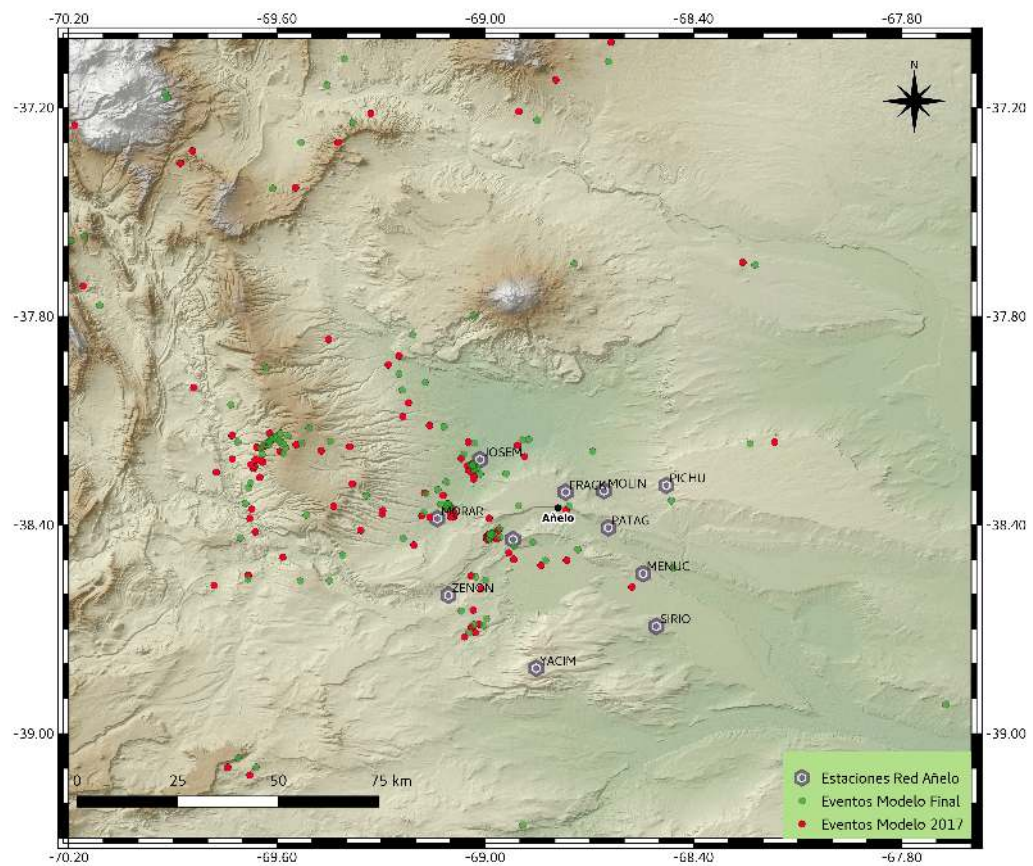


Figura 5.21: Modelo de elevación digital comparando las localizaciones de sismicidad para el periodo 2014-2016 obtenidas con el modelo de velocidad 2017 (V17) contra las obtenidas con el modelo de velocidad final (VA).

5.3.2. Localizaciones Finales

Los eventos registrados entre 2014 y 2016 de mayor utilidad para nuestro estudio de sismicidad inducida se muestran en la figura 5.22. Fueron localizados utilizando el modelo de velocidades final (Figs. 5.18 y 5.19). Además del evento de Noviembre de 2015 y sus réplicas, podemos notar grupos definidos 3 km al SO de la estación JOSEM, 4,5 km al NE de MORAR, 4,8 km al oeste de MUNOZ y 40 km al oeste del borde de la red, aproximadamente a los 69.60°O de longitud, sobre el Dorso de los Chihuidos (sección 2.2.3). Se puede observar también un grupo muy definido sobre los 71°O de longitud, asociados a la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui (Fig. 5.22). La gran mayoría de los eventos son corticales entre los 0 y 25 km de profundidad, incluso los localizados entre 25km y 50 km están por encima de los 35 km estimados de profundidad del Moho. Solo unos pocos eventos superan los 40 km, que podrían aportar a un estudio más regional del área.

Como estimación de confianza de las localizaciones, se calcularon los promedios de los errores en latitud, longitud y profundidad en kilómetros, para eventos que hayan sido observados y procesados en por lo menos 6 estaciones. Para el área cuadrática entre el centro de la red y hasta 6 km fuera del margen definido por las estaciones más externas, los errores en kilómetros son 4.793 en latitud, 5.045 en longitud y 6.466 en profundidad. Definiendo un círculo de 25 km de radio a partir del centro de la red, los promedios de error en kilómetros son 2.076 en latitud, 2.205 en longitud y 3.123 en profundidad.

A partir de la segunda fase del experimento, es decir desde julio de 2016, solo 5 estaciones de las 11 originales quedaron operativas, siendo las restantes relocalizadas con otros nombres. Si bien la red Añelo aumentó en tamaño a partir de la segunda etapa, el estudio presentado en esta tesis involucra solo los resultados y conclusiones obtenidos a partir de las 11 estaciones originales. Se creó una base de datos conformada con estas 5 estaciones remanentes (y operacionales hasta la fecha) y se identificaron los eventos de magnitud mayor a 3 Ml (Fig. 5.23). Estos eventos permiten evaluar el tectonismo de la región de forma más completa, ya que eventos de esta magnitud solo pueden haber sido producidos por fallas geológicas (Atkinson et al., 2020). Presentan una alineación SO-NE a través de la red de estaciones, y se agrupan en 2 grupos mayores, uno al NE de ZENON y el otro al N de las estaciones MOLIN y PICHU, el resto de los eventos están diseminados en grupos de 2 o solos sobre el lineamiento dominante.

Para toda la sismicidad mencionada en esta sección (mapas 5.22 y 5.23), se obtuvo el mapa 5.24, con las elipses de error superpuestas en la localización de cada evento. Esta imagen nos permite ver que hay eventos con errores mayores que definen un área de mayor tamaño para la ubicación del epicentro. Por otro lado, hay eventos con márgenes de error muy pequeños que definen más precisamente donde se originó el evento. Se marcan en rojo, las elipses con errores que superan los 30km, y en verde los inferiores a 30km. Para todas las interpretaciones y conclusiones que se verán en los próximos capítulos, se trabajó con los eventos con errores menores a 30 km.

Para comenzar a estudiar la relación entre la sismicidad registrada por

5.3. Identificación y Localización de sismicidad

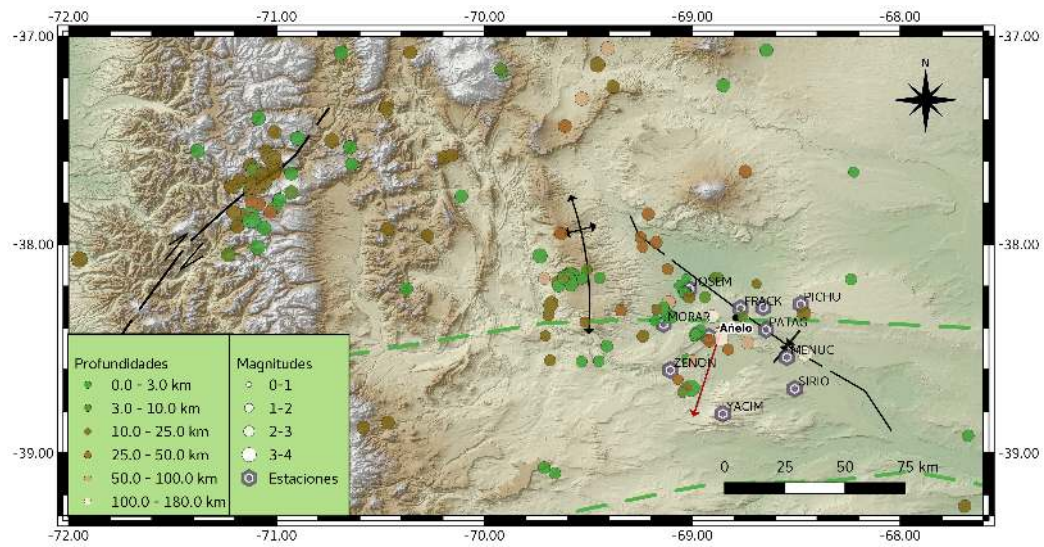


Figura 5.22: Modelo de elevación digital mostrando las localizaciones de sismicidad obtenidas con el modelo de velocidad final (VA, ver figuras 5.18 y 5.19), en la región cercana a la red Añelo.

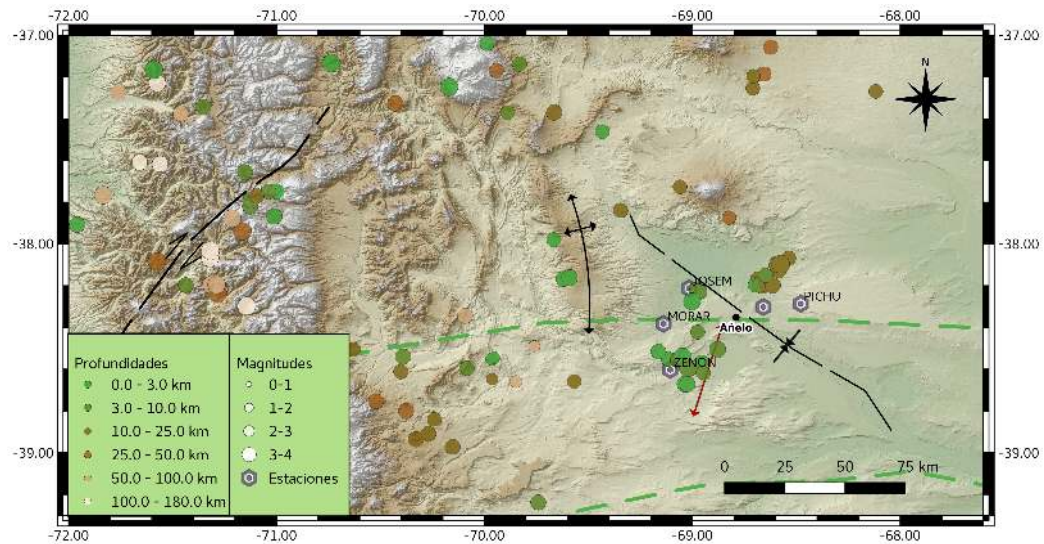


Figura 5.23: Modelo de elevación digital mostrando las localizaciones de sismicidad de magnitud $M_l > 3$, localizada con las 5 estaciones remanentes de la fase 1 entre julio de 2016 y marzo de 2020.

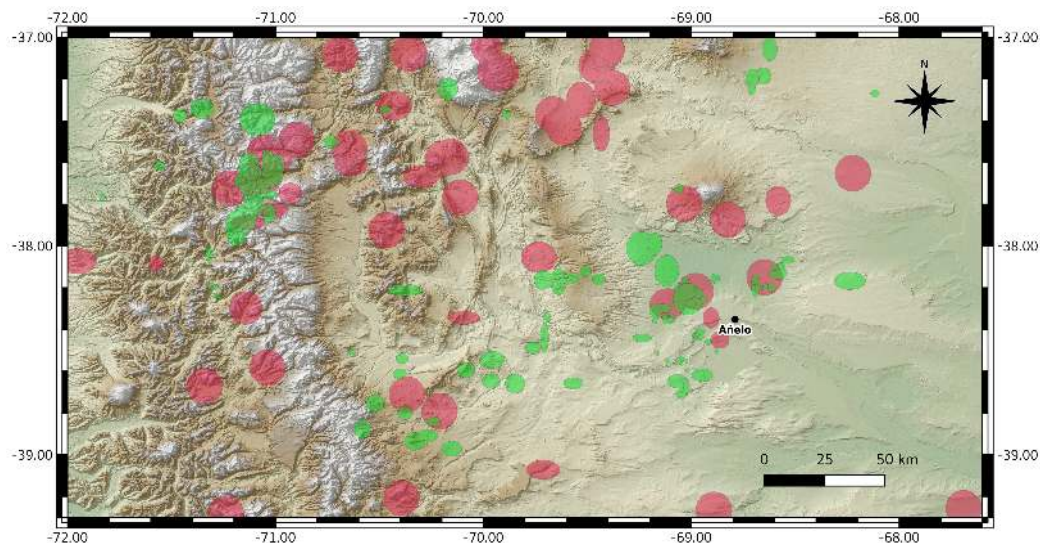


Figura 5.24: Modelo de elevación digital mostrando las elipses de error para las localizaciones de sismicidad obtenidas con el modelo de velocidad final entre 2014 y 2020. En rojo, los errores que superan los 30km, en verde los inferiores a 30km.

la red original Añelo, se muestran en la figura 5.25 los eventos con menor error en latitud y longitud, tanto registrada entre 2014 y 2016, como los eventos tectónicos registrados por las 5 estaciones remanentes entre 2016 y 2020. La profundidad de los eventos está dada por la escala de colores, y el tamaño del círculo se basa en su magnitud local. Además, se grafican las principales estructuras discutidas en las secciones 2.2.1 y 2.2.6. En el oeste del mapa sobre Cordillera, podemos ver que los eventos corticales registrados parecen estar asociados a la zona de falla Liquiñe-Ofqui. Al sur y suroeste de Añelo, vemos actividad en general más superficial de no más de 10 km de profundidad, asociada a las estructuras de la Dorsal de Huincul y las zonas de transferencia detalladas por Cristallini et al. (2009). Al norte de Añelo vemos sismicidad más profunda, de hasta 30 km de profundidad, que se correlaciona con las estructuras precuyanas delimitadas por Cristallini et al. (2009). Por otro lado, se presenta en la figura 5.26 un perfil Oeste-Este, representando toda la sismicidad con errores por debajo de 30 km (Fig. 5.25), donde las barras horizontales y verticales representan los errores en longitud y profundidad, respectivamente.

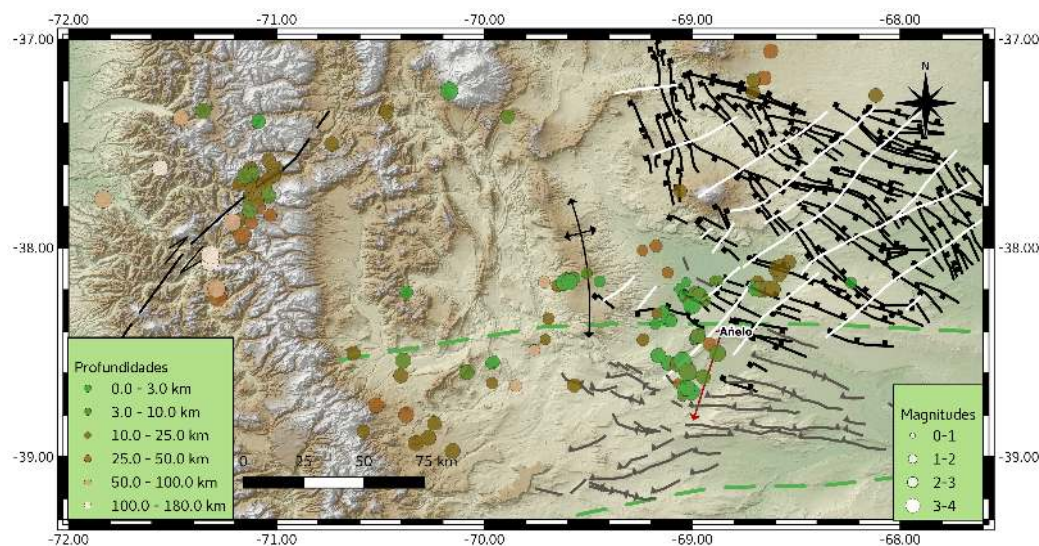


Figura 5.25: Modelo de elevación digital mostrando las localizaciones de sismicidad obtenidas con el modelo de velocidad final (VA) entre 2014 y 2020.

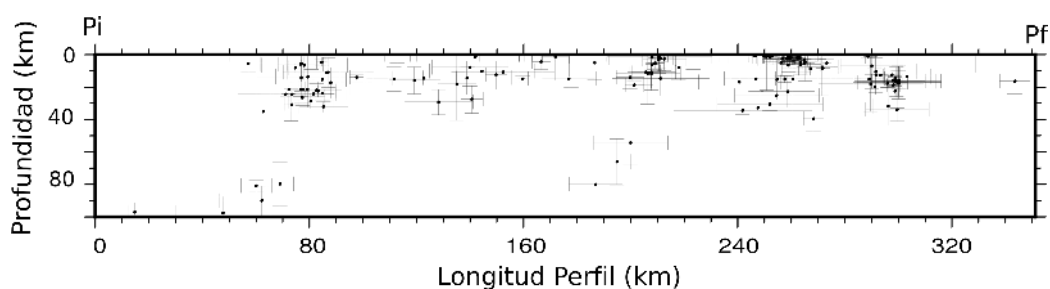


Figura 5.26: Perfil Oeste-Este en el cual se ha proyectado toda la sismicidad de la figura 5.25, las barras horizontales y verticales representan los errores en longitud y profundidad, respectivamente. Pi corresponde al punto de inicio del perfil (38°S, 72°O) y Pf corresponde al punto final del perfil (38°S, 68°O).

5.4. Magnitud

Luego de la determinación de parámetros hipocentrales, la estimación de magnitud de un sismo es una de las principales formas de caracterizar a un evento sísmico. Este parámetro es una medida instrumental y cuantitativa de la cantidad de energía elástica liberada desde el foco sísmico. En primer lugar, la determinación de la energía liberada permite calcular lo que podríamos llamar el tamaño del terremoto. En conjunto con otros factores, también es utilizada para estimar el daño potencial que puede generar un sismo. Cuantificar el tamaño o la energía de las fracturas que dan origen a las señales sísmicas es de gran interés en la interpretación de los resultados del monitoreo sismológico.

Con este fin, se buscó determinar la magnitud local (M_l) estudiando las máximas amplitudes en el registro de formas de onda como se explicó en la sección 4.2.5, y la magnitud momento (M_w) (sección 4.2.5), que puede obtenerse por medio de la estimación del momento sísmico (M_0), un atributo directamente asociado al tamaño de las fracturas. La magnitud momento de los eventos microsísmicos es especialmente valiosa para el cálculo del volumen de roca estimulado durante el proceso de fracturación hidráulica, para caracterizar posibles tendencias en la disposición de los eventos asociadas a la geometría de adquisición, y para evaluar la eficiencia del procedimiento en general (Shemeta y Anderson, 2010; Maxwell, 2014).

Al comienzo del estudio se calculaba magnitud únicamente de forma manual. El evento de Noviembre de 2015, presentaba condiciones ideales para comenzar el estudio, debido a que fue un evento sentido y debía haber sido producido por una liberación de energía considerable. Se podía estudiar usando cálculos tradicionales sin modificar, y luego usar sus resultados para ajustar la metodología a eventos menores. Se obtuvieron los valores de M_l para el evento principal y 2 de sus réplicas. Los valores se presentan en la tabla 5.2. No se disponía de suficientes fases con una señal clara para obtener una medida de magnitud de la última réplica. Este es un resultado importante, ya que a través de la observación podemos saber que no siempre se cuenta con las condiciones de registro apropiadas para obtener un cálculo claro. Sin embargo, los algoritmos automáticos pueden arrojar un resultado sin importar este tipo de consideraciones. Entrenar a un algoritmo para que reconozca factores complejos y tenga discreción lógica lleva mucho trabajo, y sobre todo debe utilizar gran cantidad de datos.

Evento	MI	Determinada en
7*	3.782	14 fases
8*	1.413	14 fases
9*	1.262	14 fases

Tabla 5.2: Magnitud local calculada para el evento principal 7* y sus réplicas 8* y 9* en Correa-Otto et al. (2018). Se indica el número de fases donde se determinaron tiempos de primeros arribos claros.

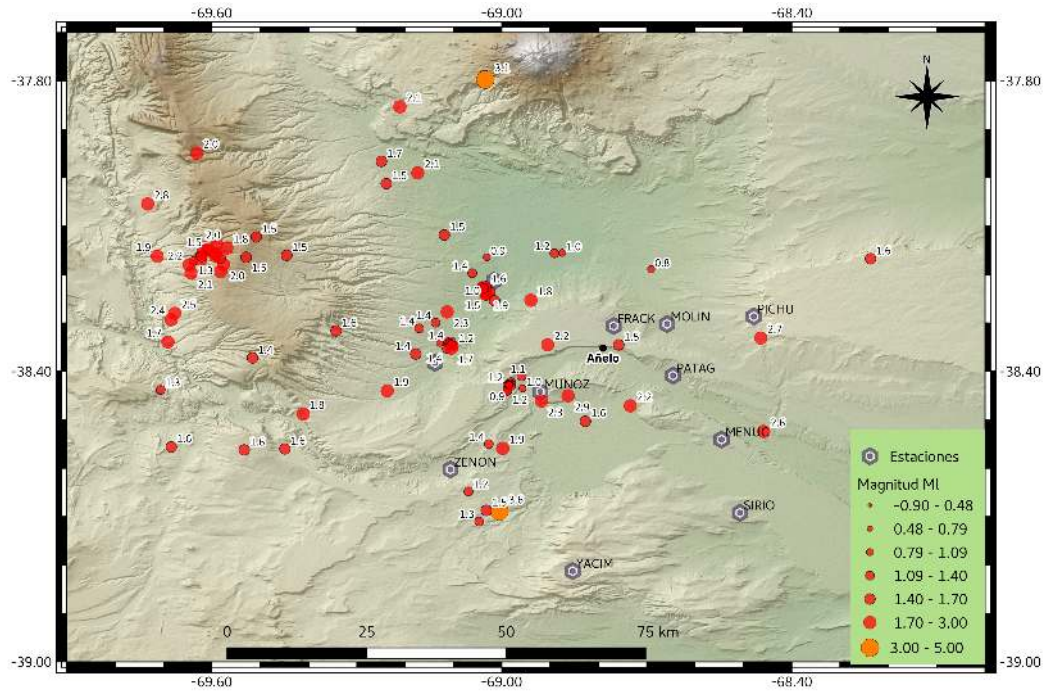


Figura 5.27: Modelo de elevación digital mostrando las localizaciones de sismicidad alrededor de la red de estaciones y sus magnitudes locales M_l entre 2014 y 2016.

Al acumular parámetros obtenidos por los controles de calidad, cálculos de magnitud local para eventos de diversa energía, ajuste de archivos de respuesta instrumental y de polos y ceros; se pudo implementar el cálculo automático. Lo que permite trabajar de forma expeditiva, con eventos cercanos a la red. De todas formas, por lo mencionado anteriormente y para lograr una máxima certeza, se calculó de forma manual la magnitud para los eventos más significativos (de mayor magnitud, y localizados en núcleos). Para los cálculos a través de algoritmo automático se tiene una incertidumbre de ± 0.1748 en M_l obtenido a través de la desviación estándar. La diferencia promedio entre M_l y M_w es de 0.437 para los eventos localizados en el área cuadrática entre el centro de la red y hasta 6 km fuera del margen definido por las estaciones más externas. En general el cálculo automático es más preciso mientras más cercano se encuentre el evento a la red de estaciones (figuras 5.27 y 5.28). En la figura 5.29 puede verse el histograma de magnitudes locales para la sismicidad final (Fig. 5.25). El histograma se construye con intervalos abiertos a la derecha de 0.5, comenzando desde 0.5 a 5 M_l . Podemos notar que el intervalo de magnitudes más común es entre 2.5 y 3 M_l con 52 eventos, mientras que los intervalos entre 3 y 3.5, y entre 1 y 1.5 son los segundos más comunes con 37 y 36 eventos respectivamente.

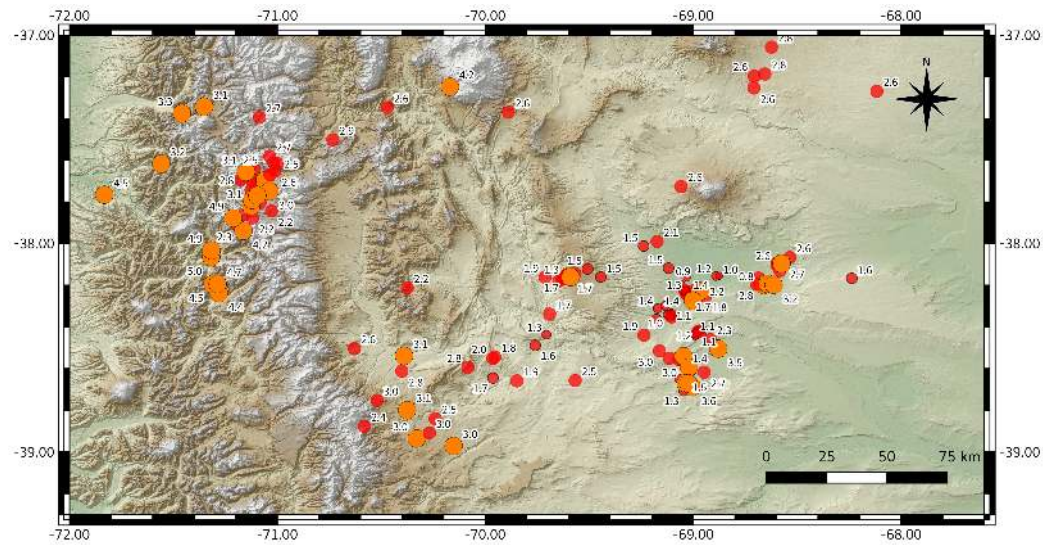


Figura 5.28: Modelo de elevación digital mostrando las localizaciones de sismicidad y sus magnitudes locales M_l entre 2014 y 2020.

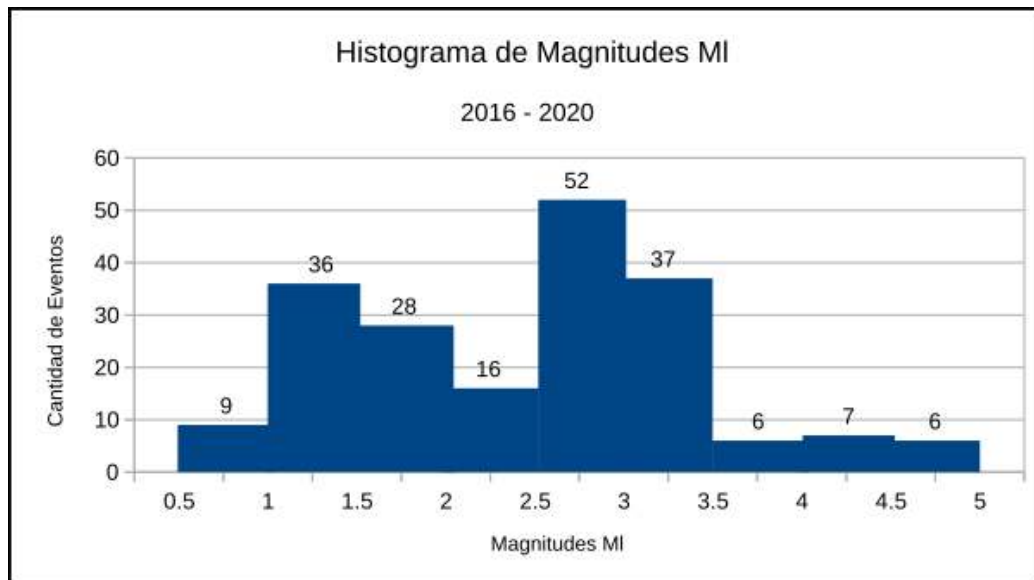


Figura 5.29: Histograma de las magnitudes locales M_l entre 2014 y 2020.

5.5. Relocalización por Doble Diferencia

Se obtuvieron las diferencias en tiempos de viaje para cada par de eventos con una separación de menos de 20 km, hasta estaciones ubicadas a no más de 67 km del centroide del núcleo de eventos. Se utilizaron los datos de tiempo de viaje del catálogo de localización tradicional para optimizar la calidad y minimizar el número de conexiones entre eventos (Waldhauser y Ellsworth, 2000). Luego, se midieron los tiempos de viaje diferenciales de ondas P y S entre todos los pares posibles de sismos con forma de onda similar, siguiendo el método de correlación de espectro de Poupinet et al. (1984).

Para que el algoritmo no rechace los datos y calcule un resultado, se acota el cálculo a distancias entre eventos y estaciones, que no excedan los límites de la red desplegada. Waldhauser y Ellsworth (2000) utilizaron separación máxima entre eventos de 10 km y estaciones hasta 200 km alejadas del centroide de un núcleo de 346 eventos. Las distancias usadas en este trabajo son menores para la distancia a las estaciones debido a la menor extensión de la red, pero son mayores para las conexiones entre pares de eventos debido a que la sismicidad disponible es notablemente menor (Fig. 5.30). Los mejores resultados obtenidos pueden verse en la figura 5.31.

Debido a que los sismogramas de eventos sísmicos locales están fuertemente influenciados por los detalles de la estructura de velocidad cortical local, generalmente se espera una gran similitud entre eventos situados muy cercanos, la cual disminuye a medida que consideramos eventos más alejados entre ellos (Waldhauser y Ellsworth, 2000). El decaimiento de la coherencia de la señal con el incremento de la distancia entre eventos se debe a la presencia de heterogeneidades de velocidad que inducen dispersión de las señales, para ondas con distintos caminos (Vernon et al., 1998). Por esto, el cálculo de hypoDD fue variando con cada nuevo modelo de velocidad, los primeros resultados producían cambios notables respecto a los modelos 2016 y 2017, pero una vez implementado el modelo de velocidad final (Figs. 5.18 y 5.19) los cambios fueron menos notables (Fig. 5.32). El método de doble diferencia mejora también el parámetro z de profundidad, que usualmente presenta mayor error en la localización tradicional, por lo que aunque no genera mayores cambios en latitud y longitud, hypoDD mantiene esa utilidad para la interpretación. El algoritmo se logró configurar y funciona correctamente, por lo que será posible en las próximas etapas del estudio, a medida que se acumulen mayor cantidad de registros sísmicos, utilizar HypoDD para obtener mayores precisiones.

La mayoría de la actividad sísmica sobre una falla consiste de eventos similares agrupados que presentan acoplamiento de correlación cruzada muy fuerte y errores de localización típicamente de menos de 1 km (Waldhauser y Ellsworth, 2000). Eventos agrupados en un núcleo o alineación que presenten estas características se asumen como pertenecientes a una misma falla. Eventos con acoplamiento de correlación cruzada débil existen entre sismos que pertenecen a distintos núcleos o a sismicidad de base. Algunos de los eventos que se asumen relacionados a fallas y la mayoría de la actividad dispersa solo

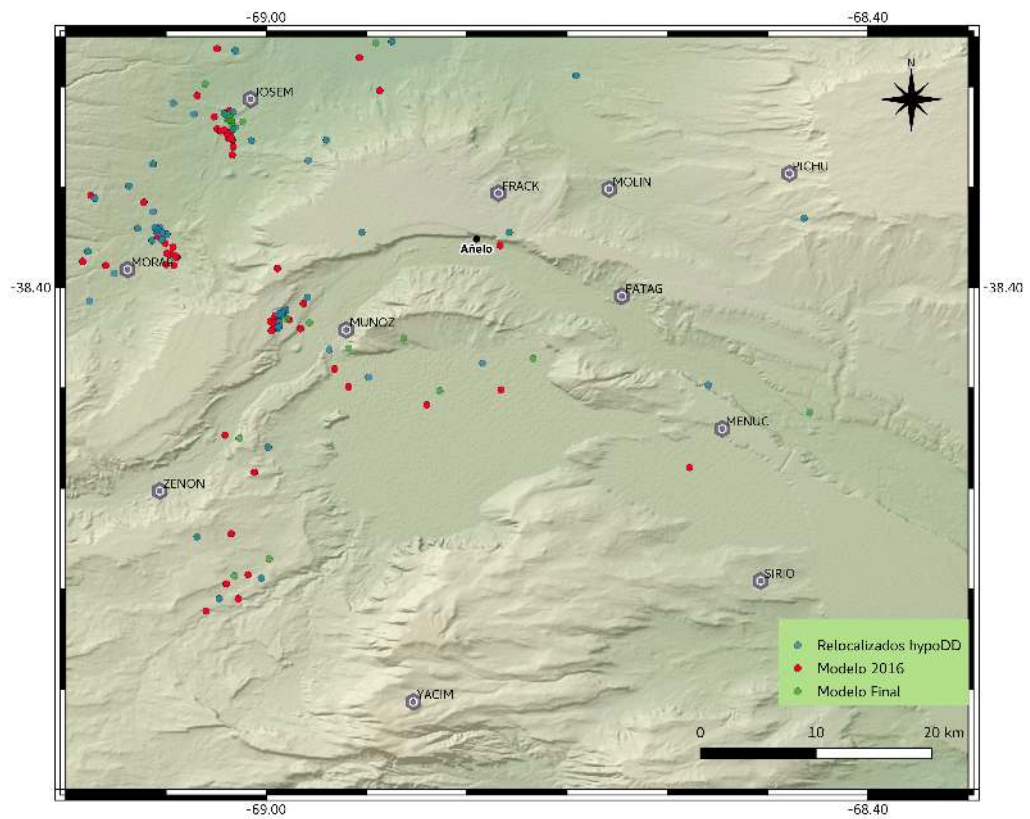


Figura 5.32: Modelo de elevación digital mostrando las localizaciones de sismicidad obtenidas con Hypocenter (modelos de velocidades 2016 y final), contra las relocalizaciones obtenidas con hypoDD (modelo final).

está restringida por el catálogo tradicional y tienen errores mayores.

Debido a la configuración de estaciones desplegada entre 2014 y 2016, y solo contar con 5 estaciones entre 2016 y 2020, se decidió trabajar en esta tesis con los eventos localizados de forma tradicional usando el último modelo de velocidades obtenido. De todas formas, se logró ejecutar el algoritmo de doble diferencia, ponerlo en funcionamiento y obtener resultados, tales como la confirmación de ciertos lineamientos inferidos y la mejora en las profundidades de los eventos.

5.6. Mecanismos Focales

El mecanismo focal del terremoto del 19 de Noviembre de 2015 se obtuvo a partir de polaridades de primeros arribos de onda P usando el programa HASH (secciones 3.2.3 y 4.2.7). Se obtuvieron ocho lecturas de polaridad claras para el evento principal. La solución del plano de falla presentaba una alta incertidumbre, por lo tanto, asumiendo que el sismo principal y sus réplicas se originaron en una misma falla, se utilizaron 24 polaridades de los 4 eventos. Se calculó entonces un mecanismo focal de doble cupla compuesto (fig. 5.33) con solución única. Se configuró un ángulo de búsqueda de grilla 5° para encontrar el mecanismo con menor desviación para las polaridades de compresión (dilatación), permitiendo solo 1 polaridad inversa.

El mecanismo obtenido es una solución principalmente transcurrente (Tabla 5.3). Su componente compresiva no se pudo confirmar, considerando el grado de incertidumbre en el buzamiento de sus planos nodales casi verticales. Los planos de movimientos dextrales y sinestrales presentan orientaciones aproximadas ENE-OSO y SSE-NNO, respectivamente.

Plano	Rumbo	Incertidumbre	Buzamiento	Deslizamiento
1	63.2	21	85.0	167.8
2	154.0	13.4	78.0	5.1

Tabla 5.3: Planos Nodales obtenidos a través de la solución del mecanismo focal del terremoto del 19 de Noviembre de 2015. Todos los valores están dados en grados. Se muestra la incertidumbre en el rumbo de cada plano.

En la figura 5.34 se pueden ver los mecanismos calculados para eventos de magnitudes $M_l > 3$ y formas de onda claras, registrados entre 2014 y 2019, que se localizan en los grupos de principal actividad tectónica de la zona (Fig. 5.35). Estos eventos presentaron las polaridades más claras en mayor cantidad de fases, por lo que se obtuvieron incertidumbres en el rumbo de los planos nodales menores a 25 grados. Sismos en los cuales la resolución de los mecanismos entregaron planos nodales con mayores incertidumbres no se consideraron para estudiar el carácter estructural y comportamiento de las fallas que los generan.

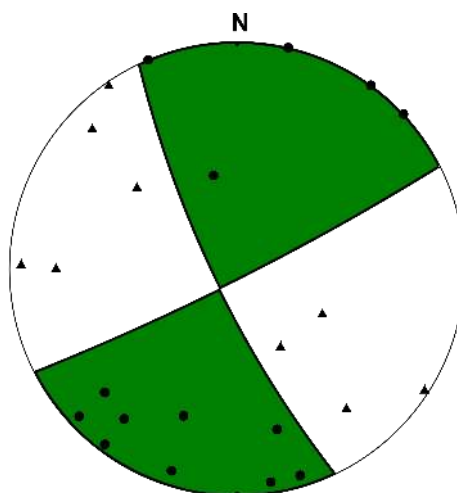


Figura 5.33: Mecanismo Focal Compuesto para el terremoto del 19 de Noviembre de 2015 y sus réplicas. Las 24 lecturas de polaridad usadas para calcular la solución se muestran como triángulos para valores negativos y como círculos para valores positivos.

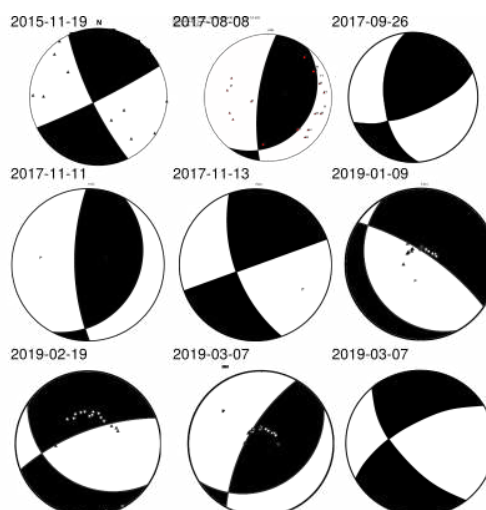


Figura 5.34: Mecanismos Focales obtenidos para los principales sismos tectónicos.

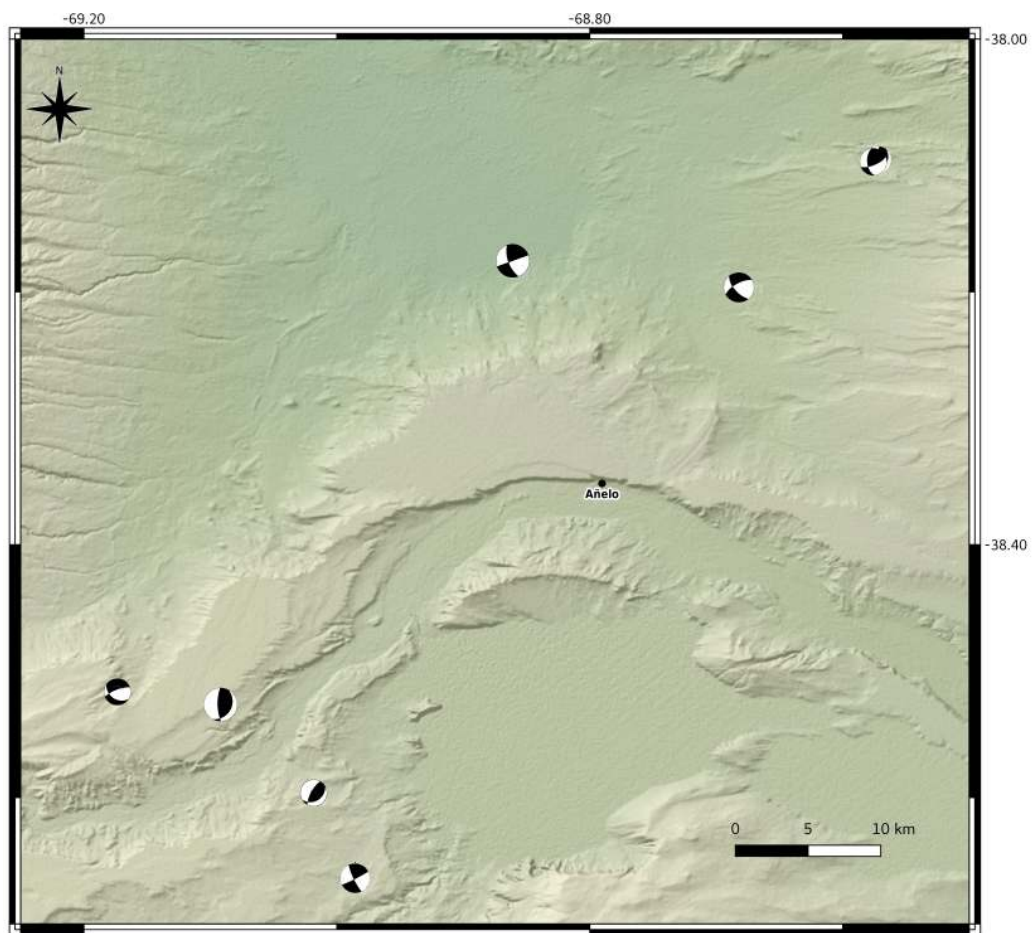


Figura 5.35: Localización de los mecanismos focales obtenidos.

5.7. Inversión de Tensor Momento

Como ya se mencionó, un posible indicador de sismicidad inducida, consiste en calcular la inversión y descomposición del tensor momento completo de un evento. Podemos asumir que el evento fue inducido si se observa una desviación relevante de un modelo de doble cupla (DC) puro (Cesca et al., 2013). Esta desviación se observaría en términos de cambios isotrópicos (ISO) o de dipolo vectorial lineal compensado (CLVD). ISO varía con la expansión o compresión volumétrica en todos los sentidos a partir del punto fuente, una explosión por ejemplo tiene una componente puramente ISO expansiva; el colapso de una mina por otra parte tiene una componente puramente ISO compresiva. El CLVD representa las fuerzas de movimiento a partir del punto fuente que no contemplan las fuerzas de DC, significando fuerzas que ocurren en distintas direcciones generadas por ejemplo por cambios de presión por agentes externos, como la inyección de fluidos a presión.

El flujo del proceso de inversión puede verse en la figura 5.36. Se debe generar un modelo de fuente inicial que se utilice como entrada del modelo directo (forward), el programa utiliza funciones de Green para obtener formas de onda sintéticas como salida. Para el proceso inverso se utilizan los datos observados, las formas de onda del sismo, como entrada, y al compararse con los sismogramas sintéticos se obtiene como salida un nuevo modelo de la fuente, ajustado a nuestros datos.

El método de inversión usado precisa un modelo de velocidad consistente inicial y registros de datos con señales limpias. Se estudió el evento del 19 de Noviembre de 2015. Para el cálculo se eligieron las señales más limpias de las estaciones de la red Añelo, y usando el módulo Rapidown se descargaron datos de estaciones de la red FDSN con registros claros. Rapidinv (sección 3.2.3) invierte el tensor momento completo a partir de un análisis en varios pasos. El primer paso es encontrar la mejor solución DC usando inversión de del espectro de amplitud (sin polaridades, ver figura 5.37) y luego invertir el tensor momento también usando espectro de amplitud (Fig. 5.38). En el segundo paso se obtiene el modelo de DC de fuente puntual, usando polaridades a través de inversión de forma de onda y luego obtener el tensor completo.

El tensor momento completo luego se descompone en sus términos de

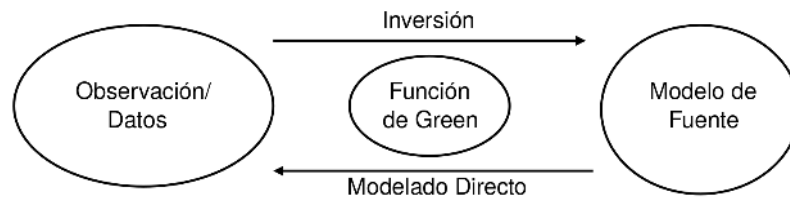


Figura 5.36: Diagrama del proceso de inversión para obtener el tensor momento completo.

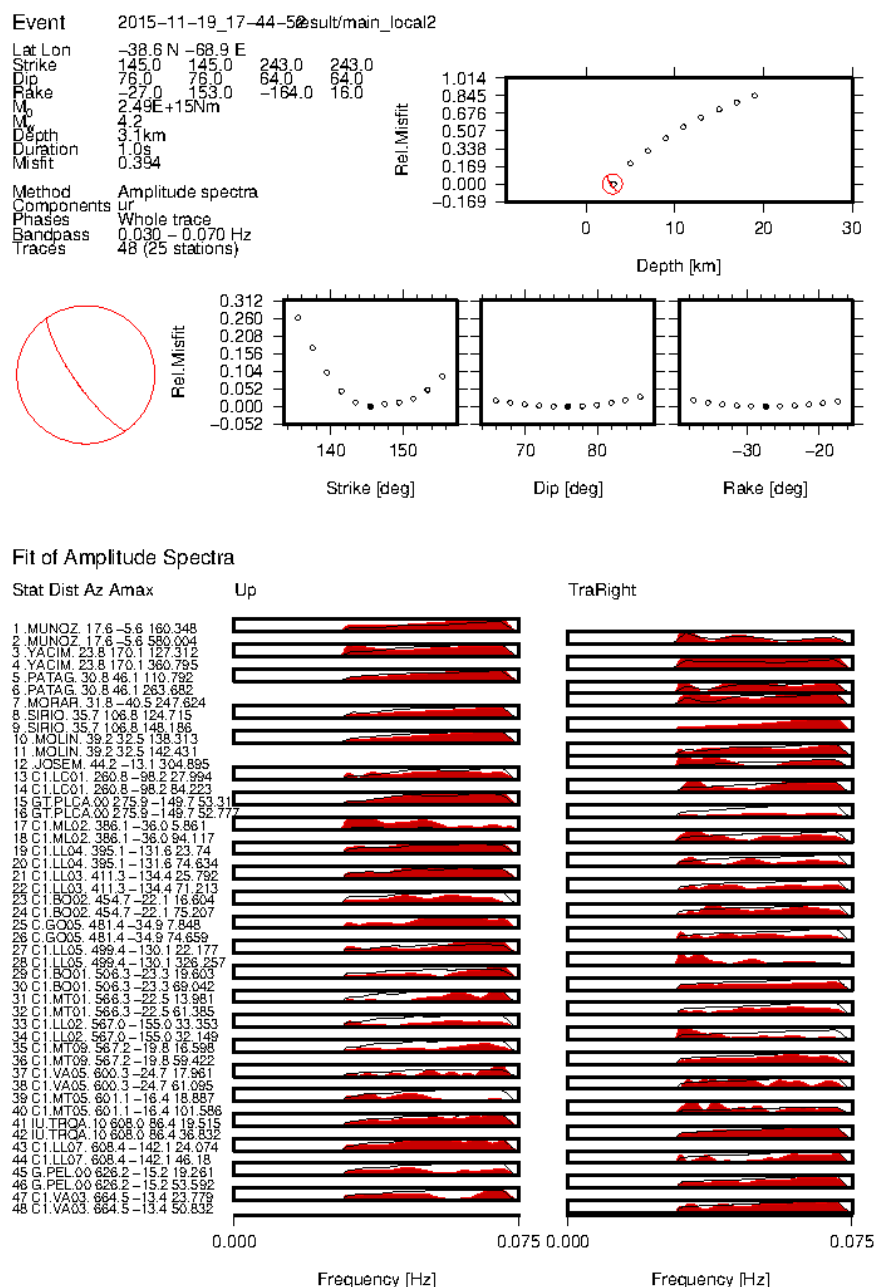
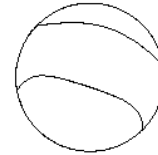


Figura 5.37: Archivo de salida de Rapidinv para el paso 1 de la inversión, obtención del modelo de doble cupla de una fuente puntual, por ajuste de espectro de amplitud .

Event 2015-11-19_17-44-52@result/main_local2
 Lat Lon -38.6 N -68.9 E

Full MT = ±

0.397152	0.450991	-1.516600
0.450991	-0.922849	-0.506932
-1.516600	-0.506932	-1.642343



Misfit MT 0.376
 Method Amplitude spectra
 Components 1
 Phases Whole trace
 Bandpass 0.030 - 0.070 Hz
 Traces 48 (25 stations)

Decomposition:

Deviatoric part: DC = 67.0 %
 CLVD = 33.0 %
 Deviatoric part: ISO = 25.0 %

Fit of Amplitude Spectra

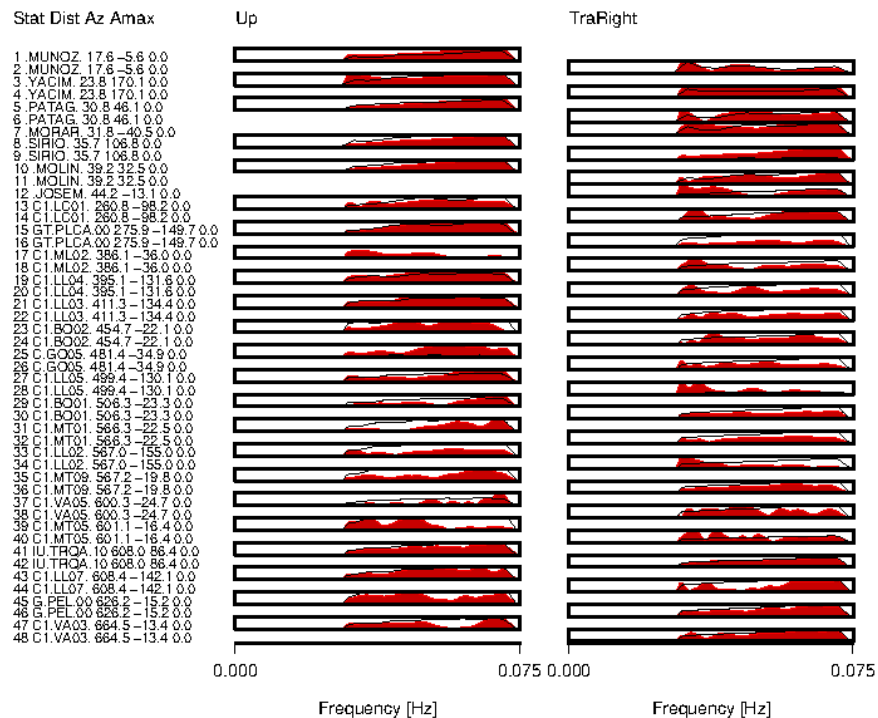


Figura 5.38: Archivo de salida de Rapidinv para el paso 1b de la inversión, obtención del tensor momento por ajuste de espectro de amplitud .

DC, CLVD y ISO (Fig. 5.39). De esta forma se puede evaluar el problema de discriminación de esfuerzos a través de la distribución de componentes de la fuente que no sean DC. Los resultados ilustran el potencial del enfoque de inversión y discriminación. El mecanismo DC obtenido es muy similar al construido usando HASH (sección 5.6), sin embargo podemos ver que las componentes CLVD y ISO son elevadas, un indicador potencial de que el sismo de Noviembre de 2015 fue inducido.

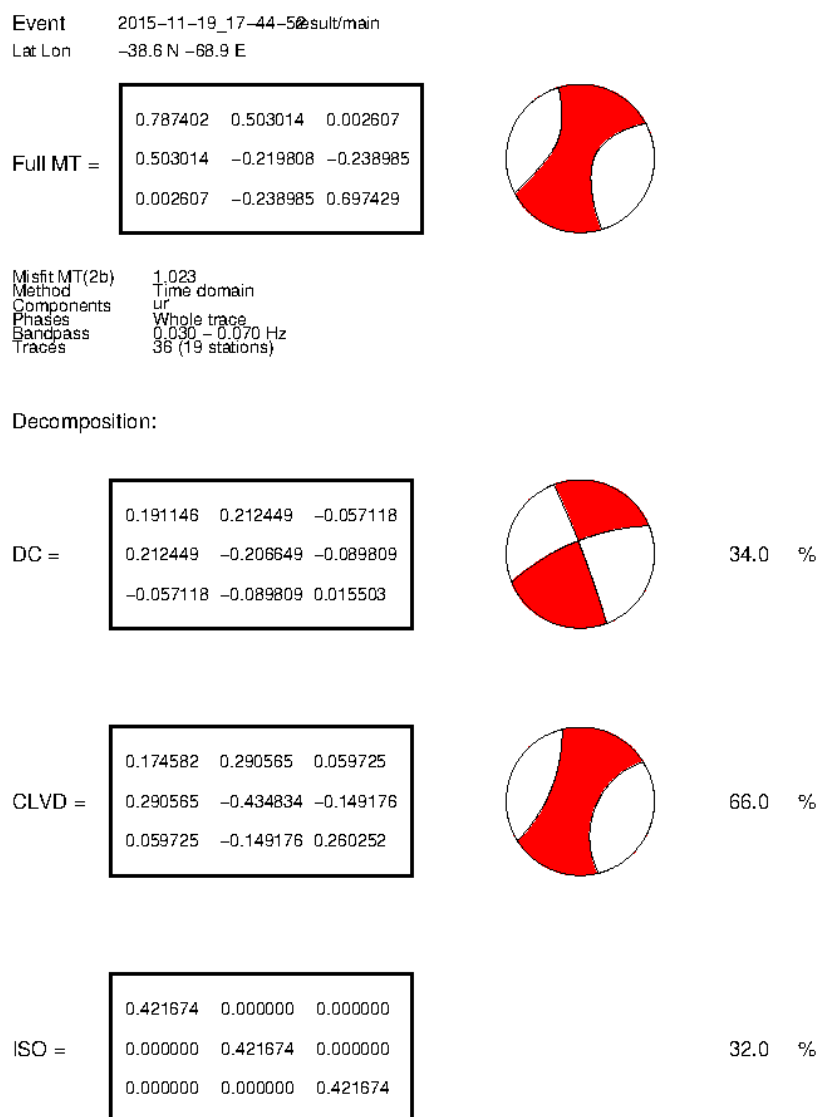


Figura 5.39: Archivo de salida final de Rapidinv para el paso 2 de la inversión, obtención del tensor momento completo, por inversión de forma de onda, y su posterior descomposición en términos DC, CLVD y ISO.

Capítulo 6

Resultados - Gravimetría

«Debido a que hay una ley tal como la gravedad, el universo puede crearse y se creará a si mismo de la nada»

Stephen Hawking

6.1. Introducción

La incorporación de estudios gravimétricos a este estudio de sismicidad inducida tiene múltiples fundamentos. En primer lugar, desde mis estudios de grado he priorizado el uso de múltiples técnicas geofísicas en conjunto, la ambigüedad de los métodos geofísicos es algo ampliamente conocido, pero comúnmente desestimado. La matemática y física implicada en la resolución de estos métodos es tal que es posible obtener una gran cantidad de resultados con un solo conjunto de datos. Por otro lado las hipótesis e interpretaciones geológicas de campo por si solas pueden llevar a conclusiones erróneas. Es por esto que trabajar con diversos métodos y disciplinas agrega un grado de confianza que se traduce en todo el estudio, utilizar restricciones o “constraints” nos ayuda a bajar el grado de ambigüedad; una falla aflorante identificada en el campo, un valor absoluto de gravedad, el área definida por un nido de sismos nos brindan un punto fijo de control sobre el que podemos mejorar nuestro procesamiento y posterior interpretación de las nuevas metodologías que aplicamos en un área.

Esto nos lleva en segundo lugar al hecho de que previo a comenzar el estudio en 2014, el área de trabajo no presentaba antecedentes sismológicos, e incluso el tipo de sismología de intrapalca con eventos de baja energía que comenzábamos a estudiar presentaba múltiples desafíos en su ejecución. Por esto, los modelos matemático-gravimétricos, de los cuales contábamos con mucha experiencia, fueron de gran ayuda para ajustar nuestro entendimiento de la zona de estudio. Finalmente, al desconocer la sismicidad base de la zona, ignorábamos que zonas iban a presentar actividad sísmica. La gravimetría nos permite estudiar toda la región, eligiendo donde medimos, mientras que donde ocurren los eventos sísmicos escapa a nuestro control.

El análisis e interpretación de señales gravimétricas consiste en enfatizar

los efectos producidos por masas anómalas a través de la eliminación de otras fuentes. Esto se logra utilizando técnicas de filtrado que usan métodos analíticos como aplicar filtros pasa banda o el método de continuación ascendente, que consiste en calcular el campo potencial a una altura h constante sobre la superficie de medición (Dean, 1958; Pacino y Introcaso, 1987; Blakely, 1996).

6.2. Anomalías del Campo Gravitatorio

Las anomalías gravimétricas reflejan las inhomogeneidades de masa bajo la superficie topográfica. Para generar el mapa de la figura 6.1. Los datos se obtuvieron de <http://icgem.gfz-potsdam.de/tom.longtime>, se descargó la perturbación de gravedad (gravity_disturbance) con una regularización de $0,05^\circ$ y hasta N 2159. Para obtener la anomalía completa de Bouguer presentada en la figura 6.1 se realizó la corrección topográfica o de sedimentos usando el método de Uieda et al. (2016). Cada uno de los efectos producidos por las masas situadas bajo el área de estudio aportan al campo gravimétrico observado manifestándose dicho campo en forma de complejas anomalías superpuestas (Mirónov, 1977). Las anomalías de gravedad observadas contienen el efecto de los cuerpos someros o de cortas longitudes de onda (residual) y los profundos de larga longitud de onda (regional).

Una vez obtenida la carta gravimétrica del modelo gravitatorio para el área (Fig. 6.1), se procedió a calcular el efecto regional (Fig. 6.2) para poder quitárselo a la carta total y obtener la anomalía residual (Fig. 6.3). El error aproximado de la última es de ± 5 mGal.

En el margen oeste de la figura 6.3, se observan valores positivos de anomalía debido a la profundidad superficial de la losa de Nazca que está debajo de la placa Sudamericana. Los valores más negativos se relacionan a las raíces Andinas, que aumentan en profundidad hacia el norte, en coincidencia con las mayores altitudes andinas.

Luego se confeccionaron cartas usando todos los datos terrestres disponibles, y se obtuvieron las anomalías residuales para el área de interés. Usando los datos terrestres medidos exclusivamente por el IGSV se confeccionó una grilla con espaciamiento de 1 km, donde están interpolados solo los datos medidos por nuestro equipo a lo largo de sucesivas campañas y vinculados al valor absoluto de la estación Zonda (IGN publica los valores de esta estación en <https://www.ign.gob.ar/NuestrasActividades/Geodesia/Gravimetria/RAGA>). Esta grilla es muy precisa pero abarca poca extensión espacial. Finalmente se confeccionó una última grilla utilizando todos los datos disponibles, tanto derivados del modelo geopotencial EGM08 como terrestres, pero solo se consideraron los valores confiables y más precisos. Se necesitó un procesamiento fino del resto de bases de datos, por un lado los datos EGM08 ya presentados, y por otro los valores de otras bases medidas por distintas instituciones fueron depuradas, eliminando valores erróneos y duplicados. Las correcciones desde la superposición se hicieron con los datos precisos, medidos por el IGSV. Se confeccionó una grilla de 4 km de espaciamiento (Fig. 6.4 que engloba la totalidad de los datos, y se la llamó grilla

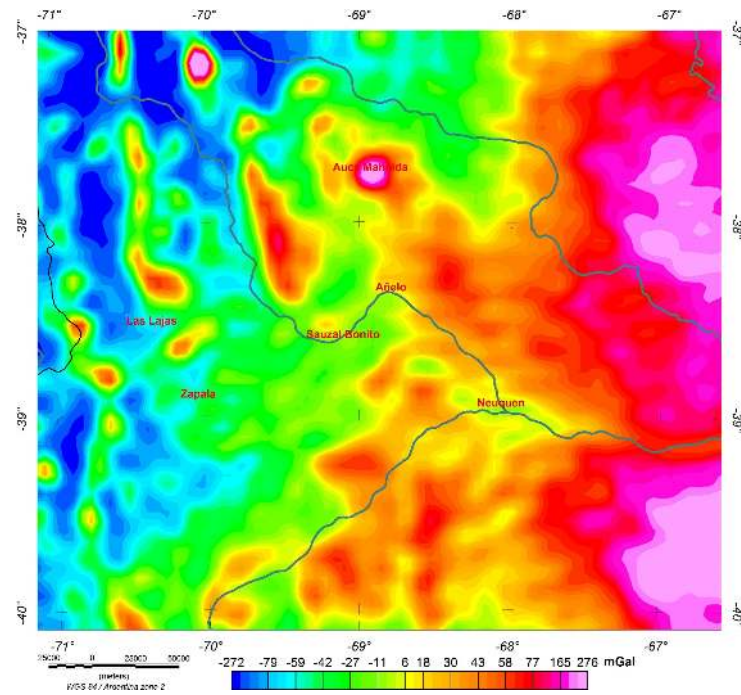


Figura 6.1: Modelo de gravedad EGM2008 con corrección topográfica.

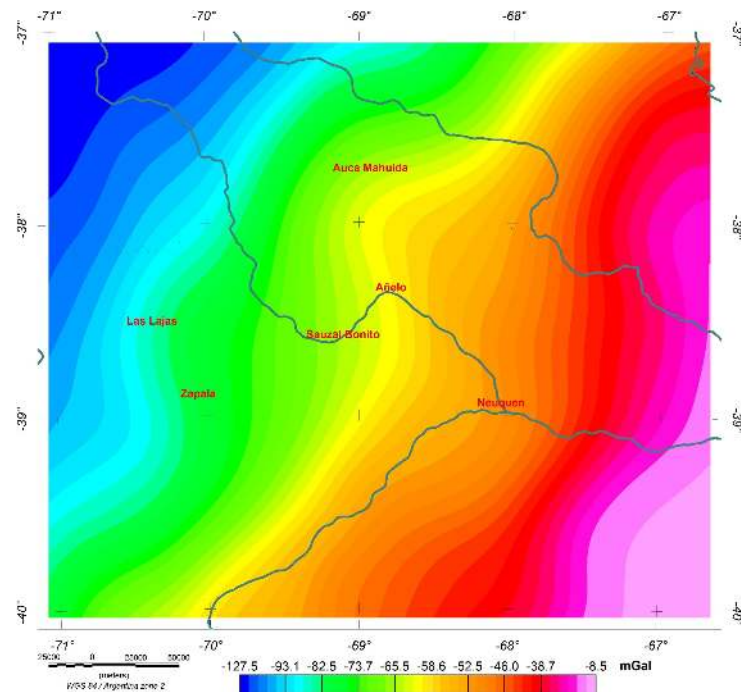


Figura 6.2: Anomalía Regional de Gravedad obtenida por prolongación ascendente a 40 km de altura.

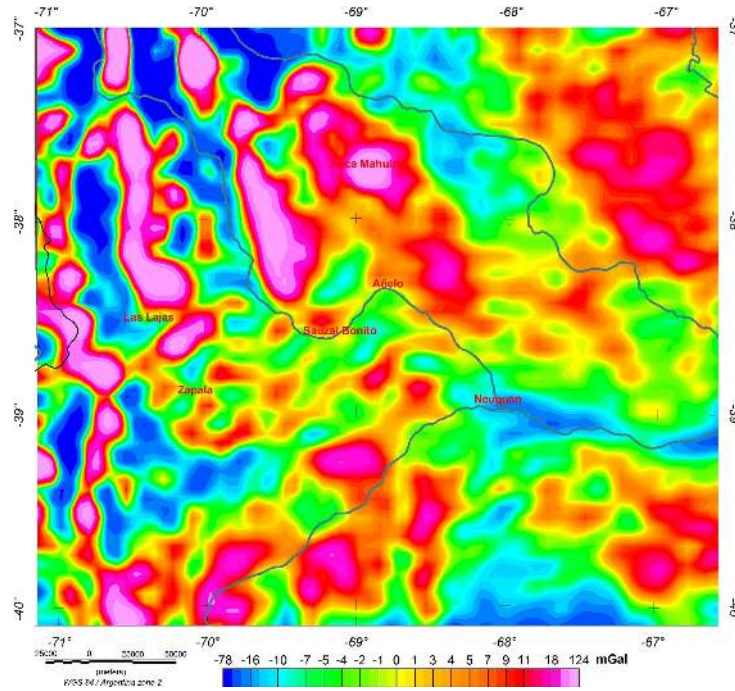


Figura 6.3: Anomalía Residual del Modelo de gravedad EGM2008.

final. La separación media de los puntos estación es de 1.229 km, la georeferenciación se realizó utilizando un sistema diferencial GPS Trimble 5700. El espaciamiento usado en la regularización de los datos fue de 4 km en x por 4 km en y, la desviación estándar de la grilla es de 0.322, el error aproximado es de ± 3 mGal.

Las grillas de anomalías confeccionadas (6.3 y 6.4, presentan similitudes siendo la grilla final (4km) de gran utilidad para el análisis de estructuras de corteza superior, ya que presenta coincidencias con la sismicidad cortical y las estructuras geológicas definidas por Silvestro y Zubiri (2008); Cristallini et al. (2009). Debajo de Rincón de los Sauces se observan estructuras NO-SE relacionadas con el volcán Auca Mahuida y toda la región centro este. Estas enormes estructuras son disectadas por lineamientos menores de dirección SO-NE, que indican potencial de falla reactivadas según lo visto en el capítulo 5. Al sur del Río Neuquén, debajo del pueblo de Añelo, las estructuras cambian su rumbo, aparentan un lineamiento norte-sur, interceptadas por estructuras O-E, menos notables, que parecen estar relacionadas con la actividad sísmica en Sauzal Bonito.

La grilla 6.3 tiene carácter regional, iluminando estructuras en corteza superior e intermedia. La grilla final 6.4, es de carácter local, resaltando la interceptación con fallas a través de los caminos que medimos. Interpretando todas las grillas en conjunto brinda mucha información sobre el área.

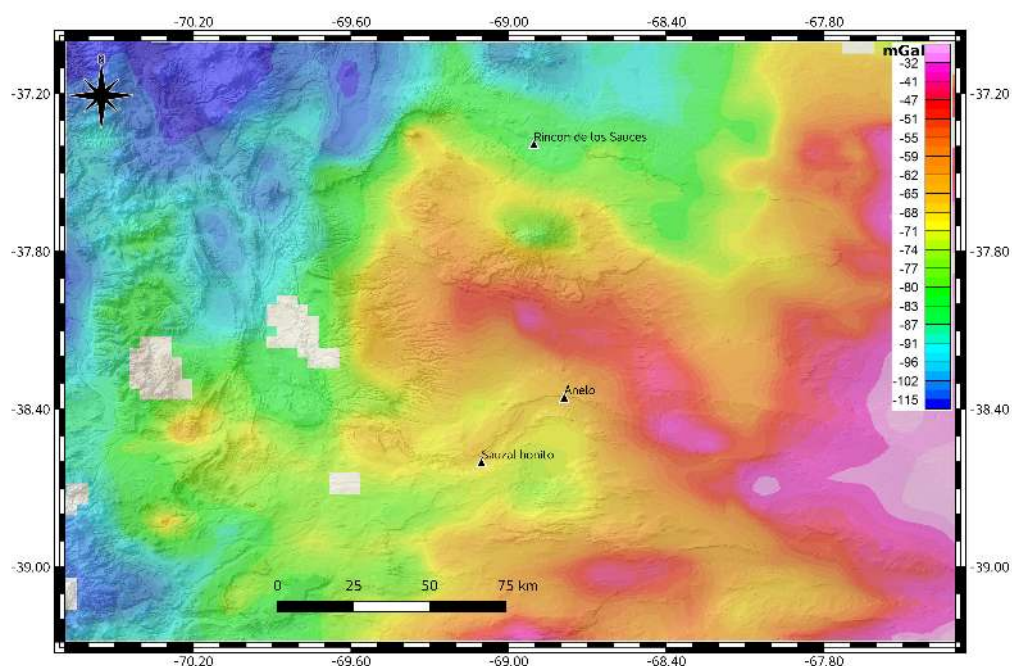


Figura 6.4: Anomalía Residual final de la totalidad de los datos disponibles que presentaron menor error.

6.3. Realce de Anomalías

Para inferir la profundidad y localización de los distintos dominios geológicos es necesario separar sus influencias en el campo gravitatorio. Para ello existe una gran variedad de métodos que son aplicados en la disociación de efectos anómalos. En este trabajo aplicamos el método de prolongación ascendente (Blakely, 1996), debido a los antecedentes de otros trabajos realizados en regiones de estas características (Pacino y Introcaso (1987); Gimenez et al. (2009); Sigismondi et al. (2011) entre otros). Para la aplicación de esta técnica se realizaron transformaciones del campo potencial como si hubieran sido observadas a diferentes alturas: 25, 30, 35, 40 y 50 km sobre el nivel del mar.

La continuación analítica se considera un filtro limpio porque prácticamente no produce efectos de borde (si se extiende lateralmente la región de estudio), evitando la aplicación de filtros adicionales para corregirlos y no produce cambio de fase de las anomalías. Por estas características, la continuación ascendente se usa a menudo para remover o minimizar efectos de fuentes superficiales (de baja longitud de onda) y ruido en las grillas.

Tal como se describió en la sección 2.2.1, el Sistema de Huincul está localizado a los 39°S, donde el frente Andino se desplaza hacia el este. Al este de la Cordillera Principal, valores de anomalías medios a altos se observan en la faja plegada y corrida del Agrio. Valores más elevados se asocian al Dorso de los Chihuidos y al volcán Auca Mahuida. El gradiente vertical de gravedad (T_{zz}) presenta valores que varían de -60 a 36 Eötvös (t_{zz} regional, Fig. 6.5),

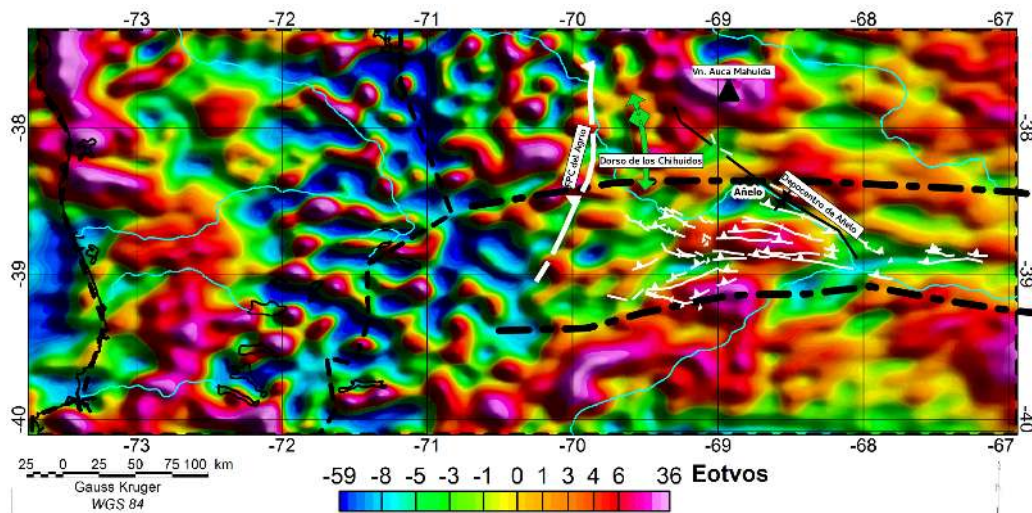


Figura 6.5: Gradiente vertical de la anomalía residual de Bouguer para la grilla EGM2008.

estando sus valores positivos y negativos en concordancia con las estructuras referenciadas en este párrafo. En el sector occidental de la cuenca Neuquina, las estructuras denotadas por las anomalías gravimétricas presentan un rumbo aproximado NE-SO, cambiando a una dirección $\sim$ E-O en el área central. Finalmente, las estructuras más orientales muestran un rumbo $\sim$ ENE-OSO, que se alinea a las estructuras de la Dorsal de Huincul descritas en el área por Silvestro y Zubiri (2008) y Mosquera et al. (2011).

6.3.1. Gradiente de TILT

En contraste con la continuación ascendente y el gradiente vertical, el método de ángulo o gradiente de Tilt, permite realzar los bordes y formas de cuerpos que generan efectos anómalos en el campo gravitatorio, asumiendo un modelo de contactos verticales. Utiliza los gradientes horizontal y vertical del campo gravitatorio, y no requiere conocimiento previo de la geometría de las fuentes. Este método se aplicó a la anomalía de Bouguer para poder realzar los bordes de estructuras en el área de estudio, los cuales se ubican en el cruce o valor cero del Tilt. Resaltando los contactos lito-gravimétricos, la amplitud de la señal depende solo del valor de gravedad y del rumbo de las estructuras geológicas. A partir de análisis espectral del Angulo del Tilt se pueden calcular profundidades a las fuentes (Verduzco et al., 2004).

El TDR o ángulo del Tilt es adecuado para mapear estructuras ya que actúa como un filtro automático de control de ganancia, tiende a ecualizar la amplitud de salida de las anomalías, esto es muy importante cuando se trata con anomalías de gran rango dinámico. Es también un efectivo discriminador de la señal respecto del ruido, salvo cuando el ruido tenga un contenido espectral similar a la señal. Se aplicó esta técnica a la carta de anomalía residual de gravedad y se obtuvo en la figura 6.6, el TDR de la residual del Modelo de 4 km (grilla final).

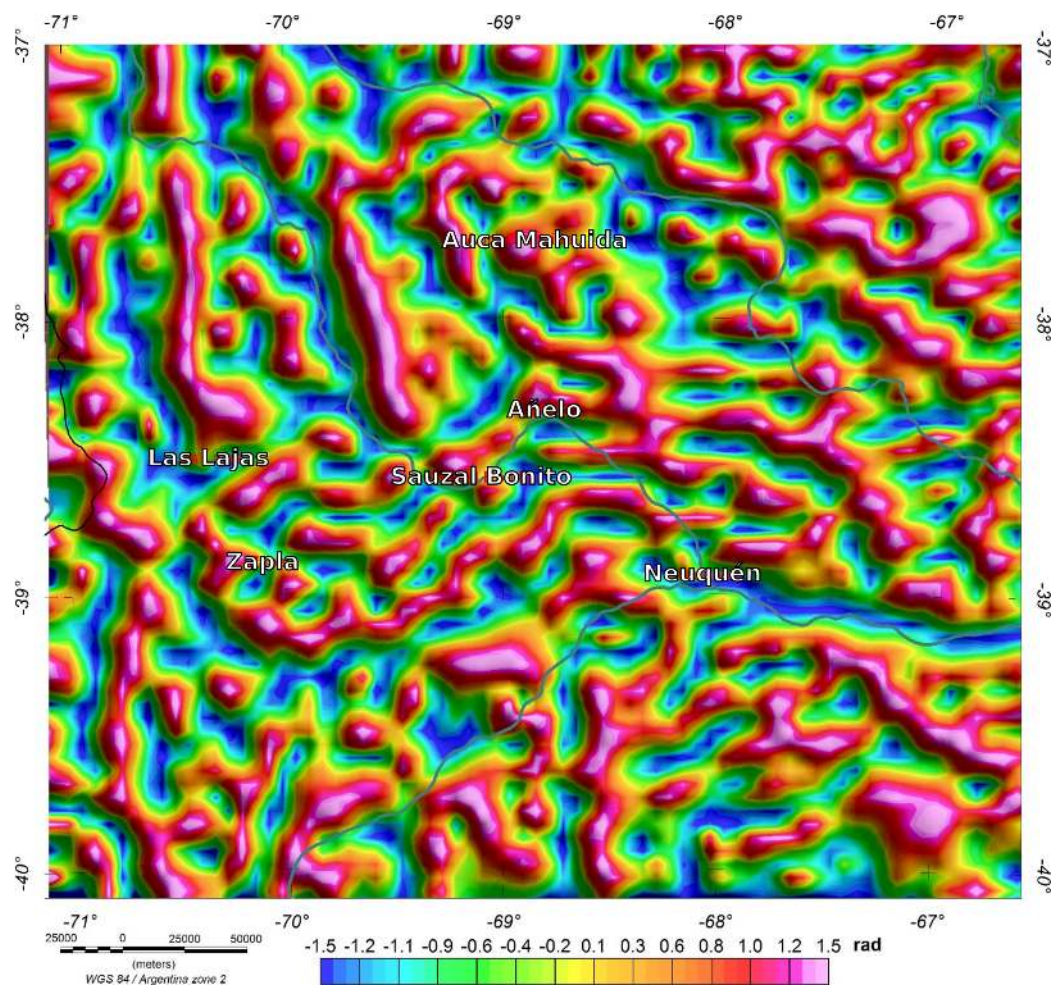


Figura 6.6: Tilt obtenida de la anomalía residual del modelo de grilla final.

6.4. Cálculo del Moho a partir de inversión gravimétrica

El modelo de profundidad de Moho calculado por Uieda y Barbosa (2017) está basado en datos gravimétricos satelitales y sismológicos y combina el método de Bott con regularización de suavidad y una discretización del Moho anómalo en tesoroides (prismas esféricos). El modelo de inversión fue controlado por tres parámetros: el parámetro de regularización estimado por el método de correlación cruzada “hold-out”, el contraste de densidad del Moho anómalo y la profundidad de referencia del Moho; los últimos dos estimados usando el conocimiento de la profundidad de Moho en puntos de control (a partir de estimaciones propias de gravedad y sismológicas). Las profundidades del Moho se estiman para todo el continente Sudamericano usando anomalías de gravedad corregidas y conjuntos de datos sismológicos (Assumpção et al., 2013), que se usan en la validación de la inversión.

Uieda y Barbosa (2017) obtuvieron la anomalía de gravedad del modelo de campo gravitatorio de la Tierra GOCO5S (Mayer-Guerr, 2015), removiendo: I) la gravedad normal, II) el efecto gravitatorio de la topografía y los rellenos de cuencas. Las correcciones fueron calculadas con el modelo de elevación digital ETOPO1 (Amante y Eakins, 2009) y el modelo de corteza CRUST1.0 (Laske et al., 2013), usando tesoroides y una densidad estándar de 2670 kgm^{-3} para continentes y -1630 kgm^{-3} para océanos.

La discontinuidad Corteza-Manto presenta una variación entre 14 km a 55 km de profundidad (Fig. 6.7). Los valores más someros los encontramos en el Moho oceánico, sobre la Placa de Nazca. En ésta región se trazaron las Zonas de Falla de Valdivia y La Mocha que interpretaron Dzierma et al. (2012b), basados en tomografías sísmicas de terremotos. Se observa que estas Zonas de Falla seccionan el eje andino, favoreciendo la actividad volcánica (ver Dzierma et al. (2012b,a)). Por el contrario, las mayores profundidades del Moho las encontramos sobre los Andes, disminuyendo de norte a sur, con intersecciones en la zona de Chos Malal, Villarrica y Esquel. En la zona del Macizo Norpatagónico el Moho alcanza los 43 km de profundidad. Hacia el norte, se observa una atenuación de la corteza bajo la zona de Auca Mahuida, Añelo, Choele Choel (con dirección del lineamiento Cortaderas), y se difunde en la plataforma Argentina. Esta atenuación parecería estar vinculada con la pluma mantélica interpretada por Burd et al. (2014), la cual se ha graficado sobre la carta del Moho 6.7. Este Moho atenuado se refleja en la anomalía de gravedad (Fig. 6.1), con valores de gravedad positivos. También en la carta del Tilt (Fig. 6.6), se observa que las alineaciones se disponen paralelas a la atenuación del Moho observado.

La figura 6.8 presenta el modelo de Moho local para el área de estudio obtenido por Uieda y Barbosa (2017) con un contraste de densidad de 400 kg.m^{-3} y un nivel de referencia de 35 km. Los niveles de profundidad de Moho resultan de gran utilidad para el cálculo de localización de parámetros hipocentrales de terremotos.

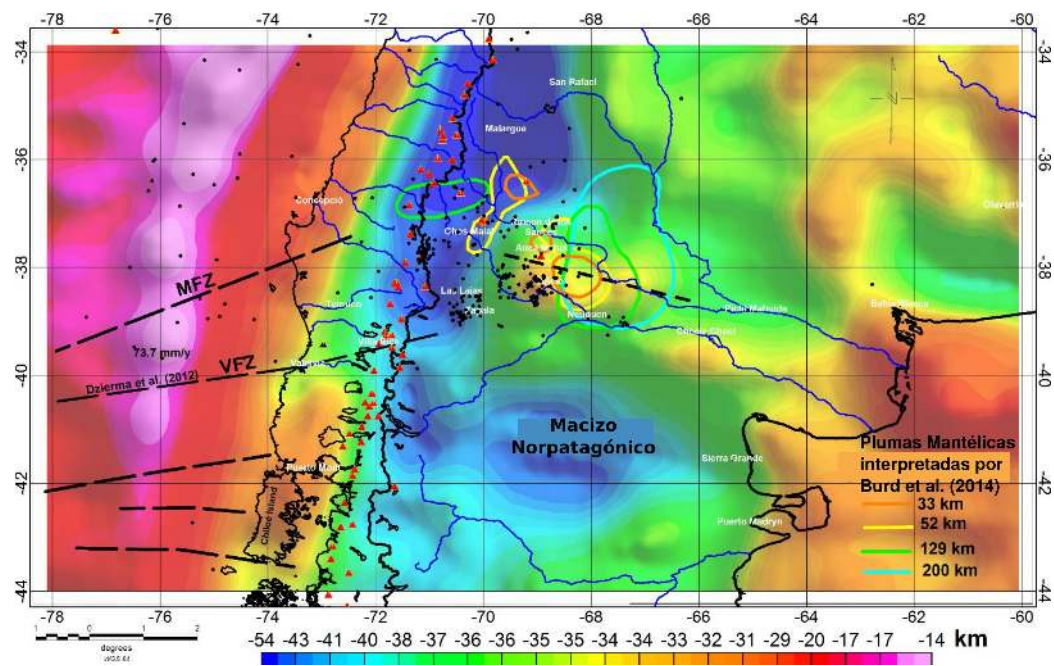


Figura 6.7: Modelo de Moho por inversión gravimétrica obtenido de Uieda y Barbosa (2017). Se presenta la sismicidad registrada, las curvas isocondutivas interpretadas por Burd et al. (2014) y las Zonas de Falla interpretadas por Dzierma et al. (2012b).

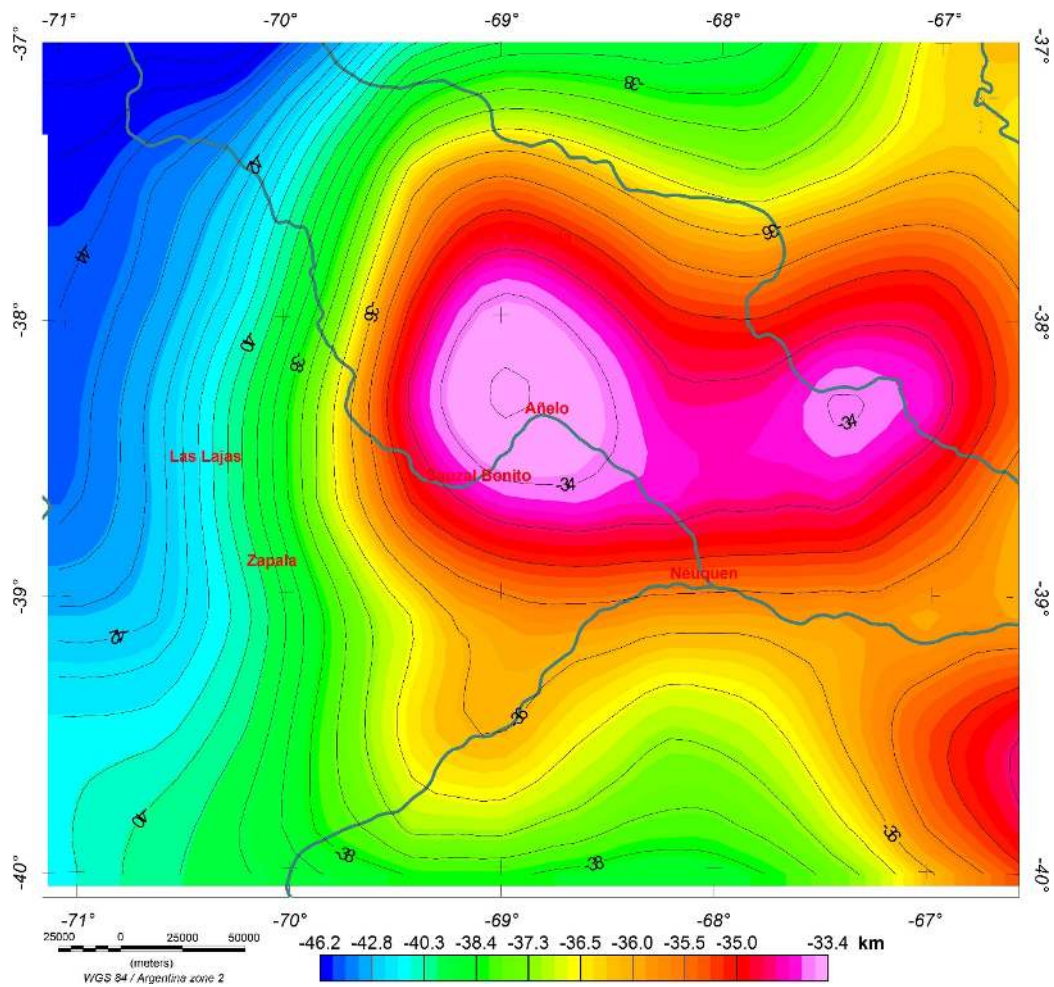


Figura 6.8: Profundidad del Modelo de Moho local para el área de estudio obtenido por Uieda y Barbosa (2017).

6.5. Fábrica del Terreno

Siguiendo la técnica de fábrica implementada por Pike y Thelin (1989), se analizó la fuerza y dirección correspondiente a la orientación principal del gradiente vertical de gravedad (Tzz). Se han escrito muchos trabajos basados en el análisis de autovectores para la detección de lineamientos por medio de imágenes satelitales y modelos de elevación digital (Koike et al., 1998; Raghavan et al., 1993; Beiki y Pedersen, 2010; Alvarez et al., 2015). Pike et al. (1989) definió el concepto de fábrica del terreno o grano, y luego Guth (1995) desarrolló esta técnica para cualquier otro campo. Guth (1999) explicó que el análisis de autovectores extrae de forma precisa la fábrica del terreno, tanto en fuerza como en orientación. Este método es usado para cuantificar la técnica de Chapman (1952) en el software MicroDEM de Guth (2007).

Se utilizó MicroDEM para extraer la fábrica de la carta de Tzz (Fig. 6.9), para reconocer el patrón estructural en el centro de la provincia de Neuquén. También se obtuvo para el rectángulo rojo marcado en la figura, que contiene al área de estudio, un histograma circular o roseta de la fábrica.

Estudiando las direcciones de los autovectores obtenidos se pueden observar resultados de interés para este estudio, ya que indican el estado de deformación actual en la cuenca Neuquina. En a), la región central (recuadro en rojo), las direcciones de los vectores son paralelas a la dorsal de Huincul. En b), la zona de la faja plegada y corrida del Agrio y dorsal de Los Chihuidos, las orientaciones se disponen con dirección NO-SE. En c) los autovectores se disponen en dirección coincidente con el lineamiento Cortaderas y con la atenuación del Moho. Finalmente, en d) región suroeste de la carta, los autovectores se orientan N-S y al llegar a la región central se tornan en dirección de la Dorsal de Huincul.

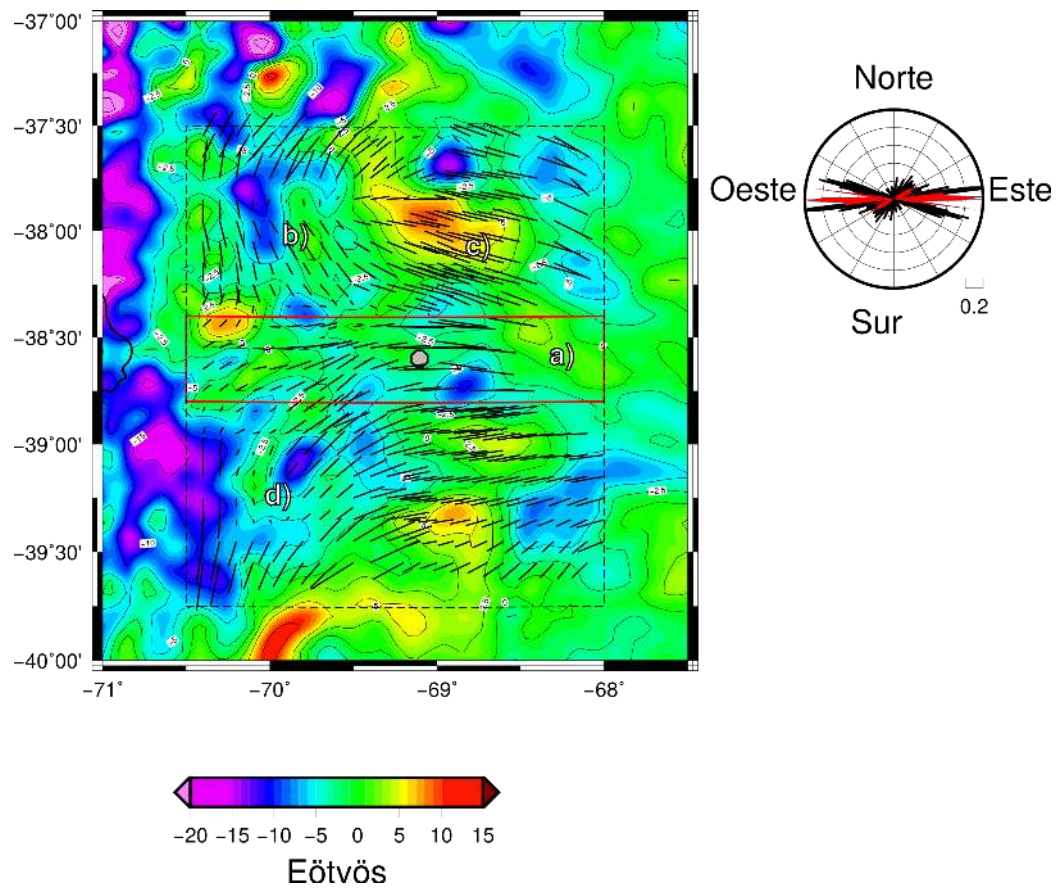


Figura 6.9: Fábrica del gradiente vertical de gravedad (T_{zz}) en vectores negros. Se presenta además la roseta de la fábrica del área central, delimitada por rectángulo rojo. Con círculo gris se indica el pueblo de Sauzal Bonito, ubicado aproximadamente 40 km al SO de Añelo.

Capítulo 7

Discusión

«Nosotros aprendemos Geología el día después de un terremoto»

Ralph Waldo Emerson

7.1. Introducción

En el trabajo publicado en Correa-Otto et al. (2018), se mencionaba la necesidad de enfocar estudios en una mayor cantidad de eventos sísmicos y analizar sus patrones de localización. Habiendo trabajado sobre un periodo de tiempo representativo, se podría construir un modelo de velocidades más complejo para el área, el cual podría ser usado para obtener métodos mejorados de localización de hipocentros como por ejemplo usando algoritmos de doble diferencia (Waldhauser y Ellsworth, 2000). Terremotos de magnitudes significativas debían ser estudiados para obtener sus mecanismos de foco y sus tensores momentos a través de métodos de inversión tales como los propuestos por Cesca y Heimann (2013). El tensor momento completo sería fundamental para determinar si los eventos estaban relacionados a fuentes tectónicas naturales o inducidos por la actividad humana (Šílený et al., 2009).

Todas estas tareas se realizaron y mostraron en los resultados vistos anteriormente para métodos sismológicos (capítulo 5) y gravimétricos (capítulo 6), estudiándose junto con el conocimiento geológico de la zona (capítulo 2). La interpretación conjunta de estos datos y resultados nos permite obtener modelos integrados de estructuras con potencial sismogénico, reconocidas anteriormente o no. De esta forma no solo se aporta al conocimiento geológico del área, sino que se teoriza sobre los posibles factores que podrían propiciar la inducción de sismicidad por actividades humanas.

En base a estos factores, se buscan puntos en común en los eventos sísmicos registrados en zonas de explotación de hidrocarburos, estudiando sus parámetros hipocentrales y de mecanismos de fuente. A través de este análisis se proponen hipótesis para evaluar el carácter inducido de sismos en la región.

7.2. Análisis Sismotectónico

En esta primera discusión, se comienza un análisis de que pretende relacionar o asociar la sismicidad registrada a los largo del estudio a una fuente estructural, en caso de ser actividad tectónica, o a fuentes antrópicas. Para esto se expone la cobertura de datos y conocimiento previo del área de estudio, disminuyendo el enfoque desde un sentido más regional a local, finalizando con observación de casos puntuales.

7.2.1. Cobertura del área de estudio

Con el correr de los años hemos podido rediseñar nuestra red sismológica para cubrir las zonas en las que detectamos actividad, así como realizar mediciones de gravedad en estas zonas específicas. En la figura 7.1 se puede ver que la red original cubría mucho territorio ocupado por los embalses Los Barreales y Mari Menuco, por lo que en la siguiente etapa se priorizó el sector Norte de Añelo, cubriendo los bloques mostrados hasta el Auca Mahuida, sin descuidar las estaciones debajo del Río Neuquén. En la tercer etapa se realizó una extensión hacia el sur de los 39°S. La cobertura luego determina que sectores del subsuelo se iluminan dependiendo de donde ocurre la sismicidad. Esto se puede ilustrar trazando rayos directos desde cada evento a cada estación, como puede verse en la figura 7.2. Se trazaron rayos desde las fuentes sísmicas más relevantes, ya sea por cantidad de eventos o por su magnitud, tomando como criterio núcleos con más de 10 eventos y centroides de por lo menos 2 sismos con $M_l > 3$ no separados más de 10 km. Por esto se puede deducir fácilmente que las zonas con mayor actividad sísmica, rodeadas por mayor cantidad de estaciones, son las que proporcionan mayor información geológica. La profundidad juega un rol fundamental, es el parámetro más difícil de estimar correctamente, y mientras provenga de un sismo con mayor profundidad iluminará mayor cantidad de capas del subsuelo, pero estas capas filtrarán las ondas, perdiendo información de espesores menores. Esto se corrige fijando en nuestros modelos de velocidad márgenes para capas superficiales con información tomada de registros sísmicos de pozos.

En cuanto a los datos gravimétricos, se puede obtener información en escalas regionales comenzando con los datos de modelos geopotenciales, útiles para estudiar rasgos como la Dorsal de Huincul o el Dorso de los Chihuidos. La base de datos terrestre, obtenida de mediciones de distintas instituciones da una cobertura semi regional importante para rasgos de medianas longitudes de ondas. Estos casos ya fueron discutidos en la sección 3.3, y son relevantes para estudios de carácter regional. Por otro lado, la base de datos terrestres medidos exclusivamente por el IGSV tienen un alto grado de precisión y se obtuvieron cartas de anomalías para ver estructuras muy locales hasta la base de la Formación Vaca Muerta y el tope de la Formación Quintuco ± 4 km, y mapas utilizando métodos de realce para determinar bordes de estructuras. En la figura 7.3 se puede ver la cobertura de los datos gravimétricos crudos. Se puede observar que la zona central del mapa tiene

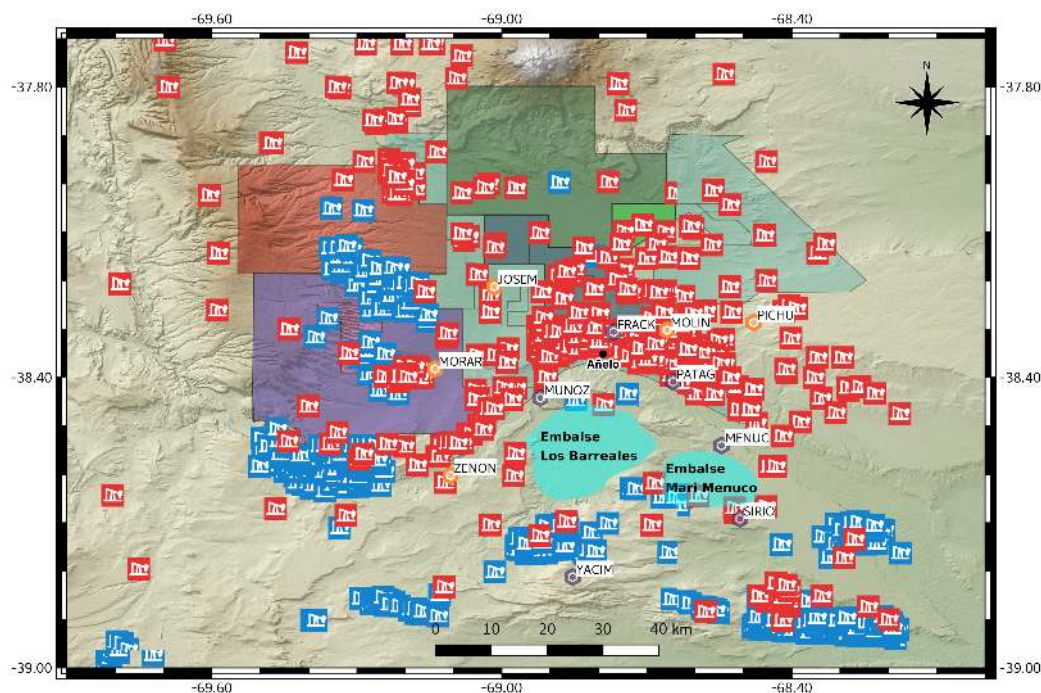


Figura 7.1: Se muestra la cobertura de la red original de 11 estaciones en gris, y en naranja las 5 estaciones remanentes de la primer etapa. Se agrega detalle de bloques de licencias de explotación petrolera y pozos de shale en rojo y de tight en azul.

una cobertura densa.

7.2.2. Análisis de Estructuras existentes y antecedentes

Como ya se ha mencionado, para poder comparar anomalías gravimétricas con ciertos rasgos geológicos en el área de estudio, se usaron las bases de datos para calcular la anomalía de gravedad, su gradiente vertical (T_{zz}) (Janak y Spřlak, 2006) y ángulo de Tilt, comenzando con los datos del EGM2008 (Earth Gravitational Model). Las cartas, corregidas por efecto topográfico, aire libre y reducción de Bouguer obtenidas en el capítulo 6 se interpretan y combinan para comenzar a vislumbrar las estructuras del área desde un carácter regional, para poder asociarlas al conocimiento geológico previo, y a partir de ese punto poder modelar nuevas estructuras no identificadas. A través del análisis de valores angulares positivos de Tilt se confeccionó el mapa 7.4. Como es de esperarse el Moho se profundiza en regiones de Cordillera (Faja Plegada y Corrida del Agrio, ver figura 7.5). En el centro del mapa, el depocentro de Añelo está claramente definido y se notan claras correspondencias en la dirección y rotación de las estructuras interpretadas con Tilt alrededor del depocentro y de los márgenes marcados de la Dorsal de Huinacul, lo que los indica como fuertes mecanismos de control sobre el carácter estructural de la zona. Los sismos corticales registrados (profundidades <

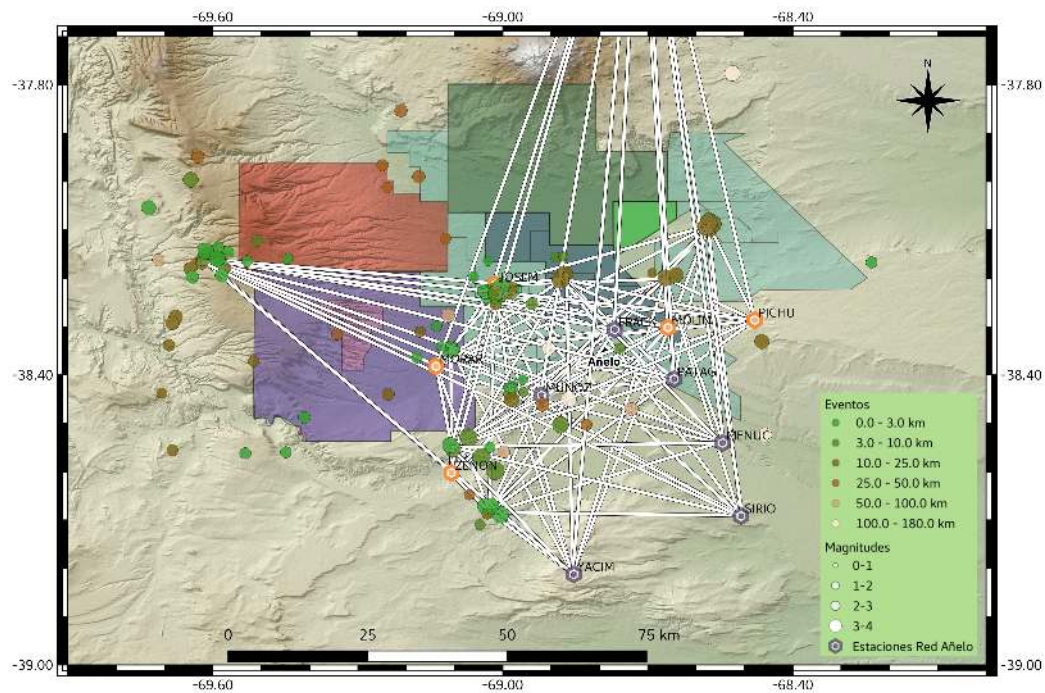


Figura 7.2: Se muestra la cobertura de la red original de 11 estaciones en gris, y en naranja las 5 estaciones remanentes de la primera etapa. Se agrega detalle de bloques de licencias de explotación petrolera (en distintos colores) y trazado de rayos desde fuentes sísmicas significativas hacia estaciones sismológicas.

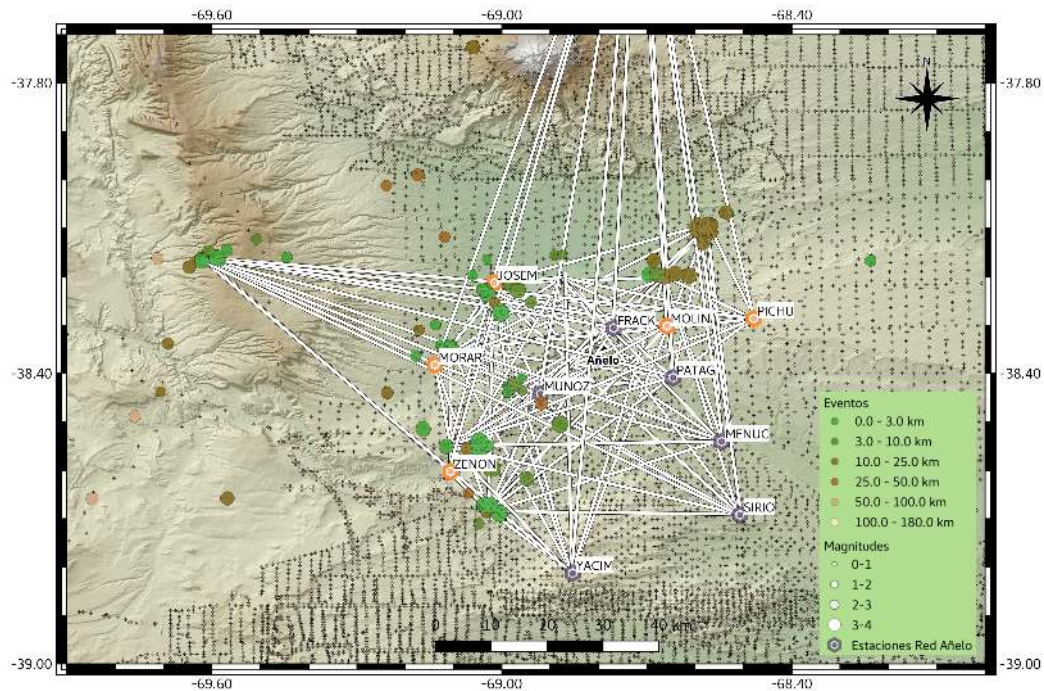


Figura 7.3: Se muestra la cobertura de la red original de 11 estaciones en gris, y en naranja las 5 estaciones remanentes de la primer etapa. Se agrega trazado de rayos desde fuentes sísmicas significativas hacia estaciones sismológicas y base de datos gravimétrica con cruces grises.

30km) se corresponden con las profundidades de moho estimadas (Fig. 7.5), siendo la menor profundidad 33.4 km en la zona más adelgazada del Moho, hasta 35 km en los bordes de dicha zona.

La sismicidad detectada se alinea bien con los gradientes de anomalías gravimétricas, y las profundidades de los sismos concuerdan con valores de anomalías similares. Además, se pudo ajustar la construcción de modelos de velocidad, ya que se utiliza la profundidad del Moho como parámetro. Las siguientes cartas corresponden a anomalías de gravedad localizadas aproximadamente entre 3 y 15 km de profundidad, considerando el grado y orden de armónicos esféricos que se usó para construirlas. En la carta de anomalía residual (Fig. 7.6), se observa en su sector occidental entre los 71°O y 70°O valores que varían desde 5-8 mGal que concuerdan con terremotos superficiales, hasta -95 mGal con eventos más profundos. En el sector central del mapa, el terremoto de 2015 y sus réplicas se ubican sobre un anomalía de -7 mGal. Al este, eventos corticales más profundos se localizan principalmente sobre una anomalía de -12 m Gal. La carta de gradiente vertical T_{zz} (Fig. 7.7) muestra coincidencia de hipocentros más profundos con gradientes bajos, mientras que sismos más superficiales se relacionan con valores más altos. El evento principal de 2015 y sus réplicas se localizan sobre una anomalía de 3-4 Eötvös. El mapa de ángulo de Tilt (Fig. 7.8) muestra concordancia similares de bajo ángulo en radianes para eventos más profundos y valores angulares más altos para sismos más superficiales.

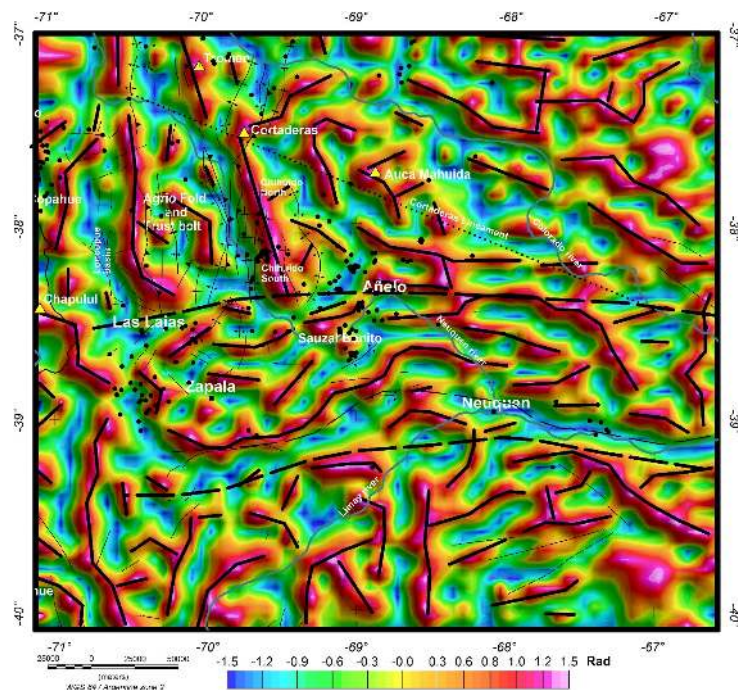


Figura 7.4: Tilt obtenida de la anomalía residual del modelo EGM2008. Se trazaron sobre los valores positivos, las alineaciones más destacadas. En líneas de trazos de color marrón se grafica la geometría de la dorsal de Huincul según lo manifestado por Ramos (1984).

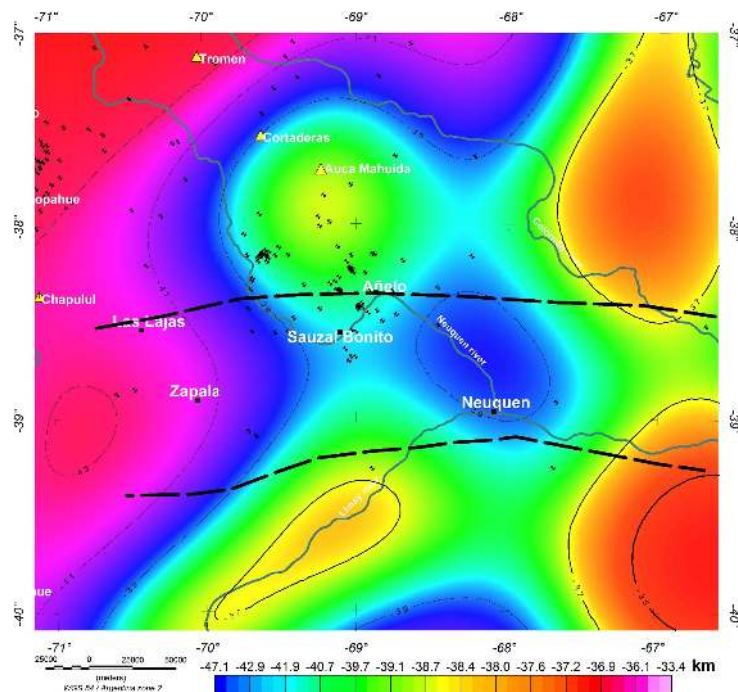


Figura 7.5: Modelo de Moho por inversión gravimétrica obtenido en este trabajo. Se grafica la sismicidad registrada (sismicidad final, ver figura 5.25) y la geometría de la dorsal de Huincul (líneas negras a trazos).

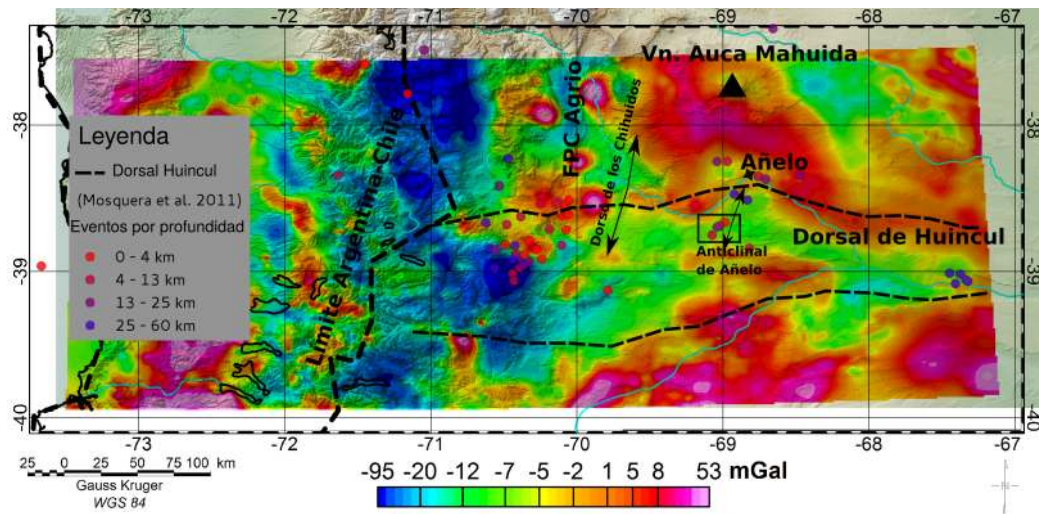


Figura 7.6: Carta de anomalía residual de Bouguer y terremotos corticales (durante noviembre 2015) para el área de estudio. Se marca la Dorsal de Huincul con líneas de trazo negras. El terremoto del 19/11/15 y sus réplicas se encierran en un recuadro negro. Se pueden ver los efectos gravimétricos profundos de las raíces Andinas a lo largo del límite Argentina-Chile. Estas anomalías corresponden al color azul en la escala de valores, que llegan hasta -95 mGal.

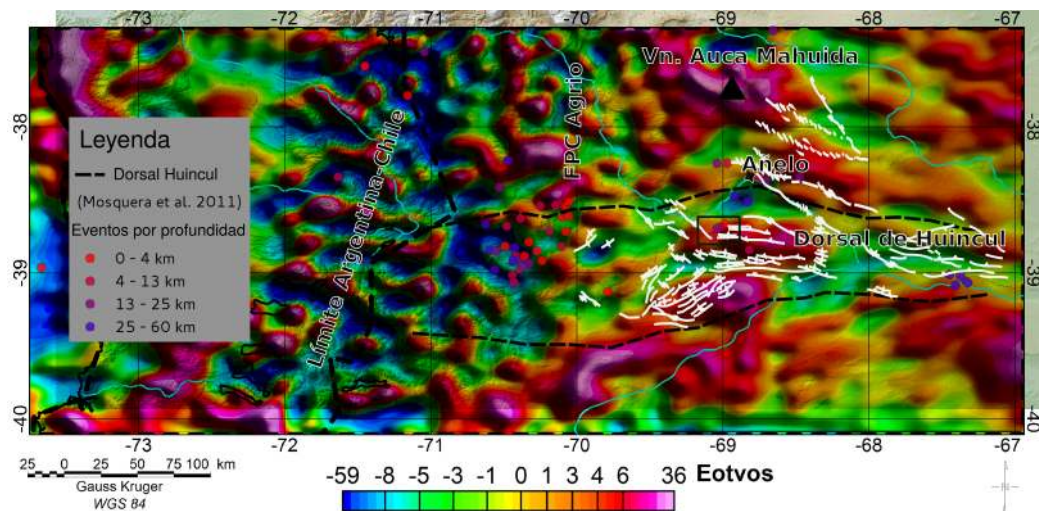


Figura 7.7: Gradiente vertical (T_{zz}) de la anomalía de gravedad y terremotos corticales (durante noviembre 2015) para el área de estudio. Se marca la Dorsal de Huincul con líneas de trazo negras. El terremoto del 19/11/15 y sus réplicas se encierran en un recuadro negro. Principales estructuras en la Dorsal tomadas de Silvestro y Zubiri (2008) se grafican en blanco. Hay una gran concordancia entre los bordes y dirección de las anomalías y las estructuras.

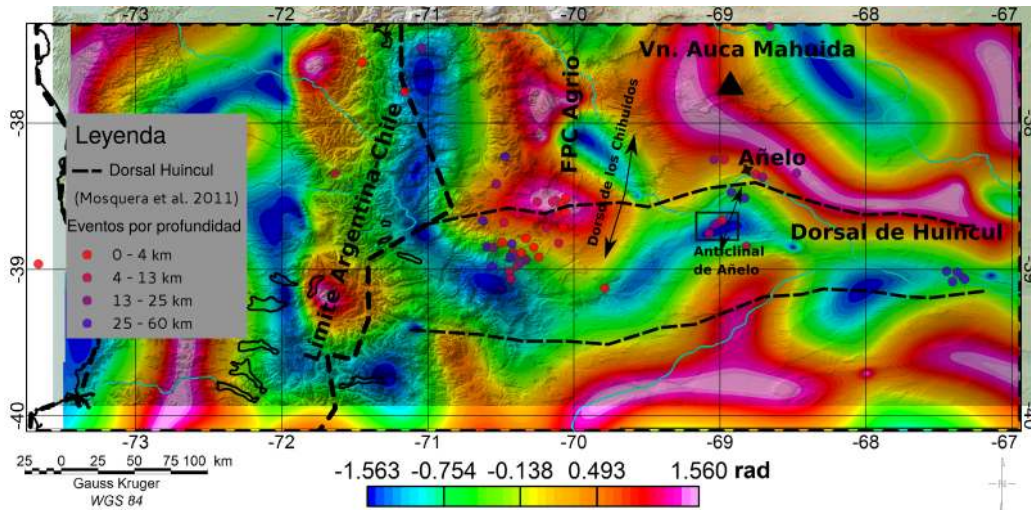


Figura 7.8: Carta de Tilt de la anomalía de gravedad y terremotos corticales (durante noviembre 2015) para el área de estudio. Se marca la Dorsal de Huincul con líneas de trazo negro. El terremoto del 19/11/15 y sus réplicas se encierran en un recuadro negro. Las concordancia entre eventos superficiales y valores altos de radianes, y entre hipocentros profundos y valores bajos de radianes se puede observar sobre todo en el sector occidental del mapa.

En general, para las tres cartas regionales (Figs. 7.6, 7.7, 7.8), debido a que estamos estudiando longitudes de onda más largas, los eventos sísmicos superficiales se localizan cercanos a anomalías altas a medias que representan inhomogeneidades de masas más someras o de mayor densidad. Por otro lado, hipocentros más profundos se localizan sobre valores gravimétricos más pequeños que los que corresponden a eventos más superficiales. Se puede observar para diferentes grupos de terremotos qué, a medida que la profundidad de los eventos aumenta, los valores de gravedad disminuyen. Esto tiene sentido ya que estructuras más profundas, producen valores de anomalías de gravedad más bajos, y por lo tanto estas estructuras más profundas producirían sismos de mayor profundidad. La sismicidad registrada en Correa-Otto et al. (2018) para el centro de la Provincia de Neuquén muestra en el sector norte, que las localizaciones de los epicentros están directamente alineados con los rasgos estructurales mapeados por Silvestro y Zubiri (2008). La sismicidad en el lago “Los Barreales” (LB en la figura 7.9), se alinea en dirección E-O, respondiendo a las fuerzas de borde de placa y/o a fuerzas del frente topográfico andino, ambas de dirección aproximada E-O.

Los epicentros del evento principal del 2015 y sus réplicas se alinean aproximadamente con un rumbo aproximado 70° NE-SO, no relacionado directamente a estructuras geológicas mapeadas. Sin embargo, esta tendencia NE-SO es consistente con el desplazamiento dextral del plano nodal del mecanismo focal compuesto obtenido para dicho terremoto. Tomando en cuenta estas observaciones, el plano de rumbo NE-SO se eligió como la solución más probable. El plano elegido muestra una falla transcurrente con un

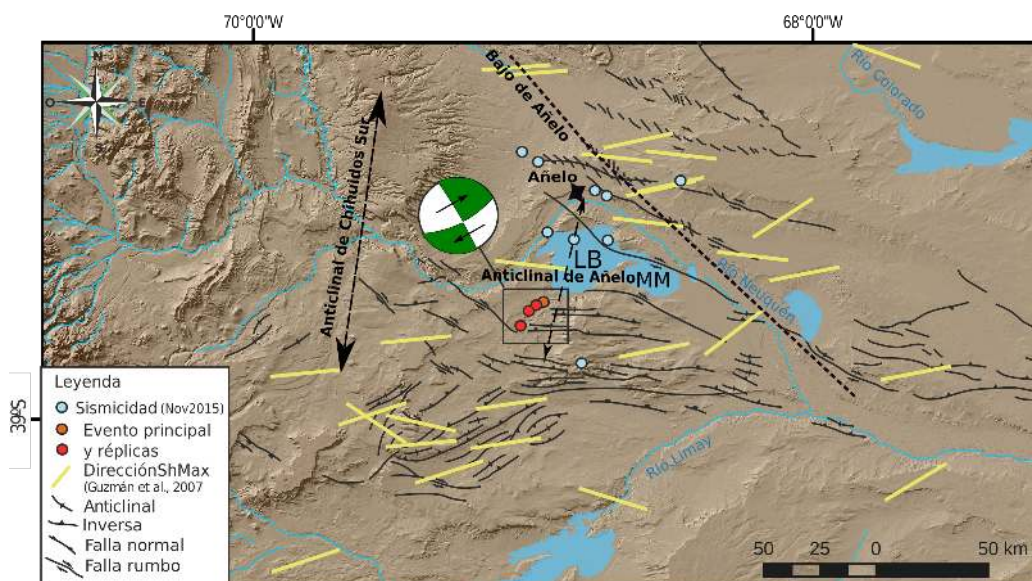


Figura 7.9: Principales estructuras geológicas tomadas de (Silvestro y Zubiri, 2008), direcciones de Sh Max de (Guzmán et al., 2007), sismicidad cortical local Registrada en Noviembre de 2015 y mecanismo focal mostrando el desplazamiento dextral del plano de falla interpretado de rumbo 63° N. Se muestran también los lagos de los embalses Los Barreales (LB) y Mari Menuco (MM), como también los anticlinales Chihuidos sur y Añelo.

rumbo de 63.2° y un buzamiento de 85° . Sin embargo, si consideramos los errores epicentrales y la incertidumbre del plano de falla (21° , que devuelve automáticamente el software HASH), se podría esperar una variabilidad en esta tendencia de NE-SO a ENE-OSO.

7.2.3. Análisis de Sismicidad

La sismicidad total utilizada para las interpretaciones puede verse en la figura 7.10. Se consideraron los eventos con menos de 30 km de error (en latitud, longitud y profundidad), es importante hacer notar que las medianas de error en longitud (6.5 km), latitud (5.8 km) y profundidad (6.3 km) son valores relativamente bajos. Sus distribuciones hipocentrales se clasifican en 3 grupos principales: a, b y c (Fig. 7.10).

En primer lugar, el grupo a) ubicado alrededor del pueblo de Añelo, es el grupo más extenso, debido a que en realidad está compuesto por subgrupos más pequeños (denotados de 1 a 4 en las figuras 7.10, 7.11). El subgrupo a-1) se localiza donde ocurrió el evento de Noviembre de 2015, presenta en su mayoría profundidades entre 0 y 3 km, con cierta cantidad de eventos entre 3 y 10 km y algunos de hasta 25 km. Parecen estar asociados a una de las zonas de transferencia definida por Cristallini et al. (2009) y al anticlinal de Añelo (Messenger et al., 2010). El grupo a-2) es un grupo pequeño de sismos en su mayoría superficiales, muy concentrados alrededor de un punto central, que parecen estar asociados a una falla precuyana preexistente. El

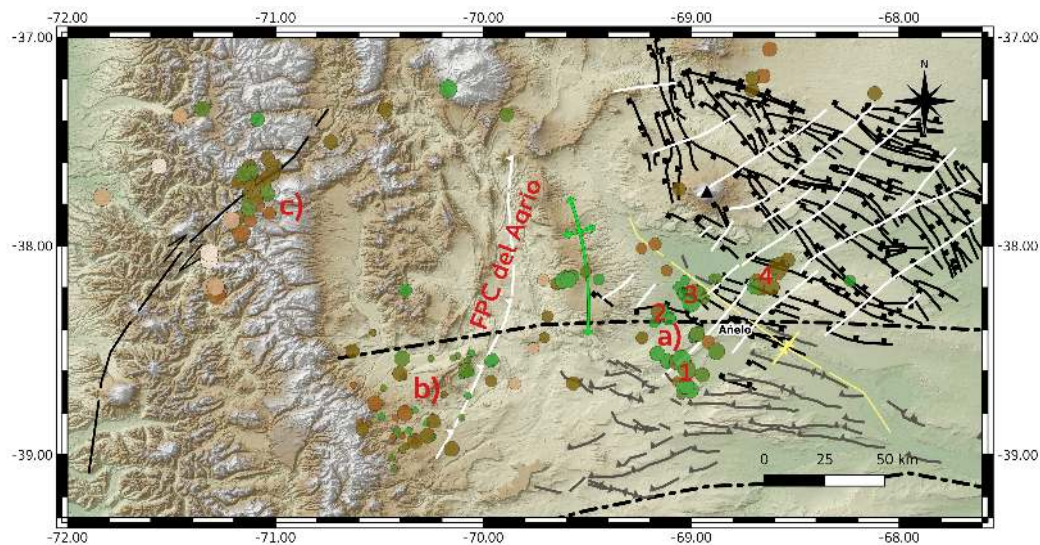


Figura 7.10: Sismicidad con errores (en latitud, longitud y profundidad) menores a 30 km registrada para esta tesis. Se denota con flechas verdes el Dorso de los Chihuidos, con flecha roja el Anticlinal de Añelo, con líneas negras de trazo la dorsal de Huincul, con línea de guiones amarilla el Depocentro de Añelo, con gris estructuras reconocidas por Silvestro y Zubiri (2008), con negro y blanco estructuras reconocidas por Cristallini et al. (2009).

grupo a-3) tiene una alineación y buzamiento muy relacionado con las fallas precuycanas y zonas de transferencias reconocidas para la zona, puede observarse que de SO a NE las profundidades aumentan desde 0 a 10 km, en la misma dirección que la dirección de buzamiento de dichas fallas. Además, observando el perfil (Fig. 7.11) se puede notar que el rumbo de la alineación coincide con las estructuras asociadas. El aumento de las profundidades coincide con el depocentro de Añelo (en amarillo en Fig. 7.10) y más notable, con la atenuación del Moho (Fig. 7.5). El grupo a-4) es donde ocurrieron algunos de los sismos de mayor magnitud registrada en el área de estudio. Podemos notar que las profundidades en esta zona, son mayores que en los demás subgrupos, siguiendo la tendencia ya observada en a-3. Estos eventos están relacionados con la atenuación del Moho ya mencionada y con el cuerpo lacolítico descrito por Astort et al. (2019), y visible en la figura 6.4 de la sección 6.2.

En segundo lugar, el grupo b) asociado a la Dorsal de Huincul, presenta una dirección predominante SO-NE, en la cual las profundidades de los eventos son mayores al SO y son más superficiales hacia el NE. En el perfil obtenido para el grupo de sismicidad (Fig. 7.12), se observa que las profundidades y distribución espacial no es tan clara (mayor dispersión) como el grupo de eventos a). Esto es comprensible, considerando la distancia a la red de estaciones, la mayoría de los eventos de este grupo sin embargo tienen errores menores a 20 km, por lo cual considerando un radio de error menor a 20 km se determina un posible plano donde se podrían encontrar las fallas que produjeron de dichos eventos. Posteriormente, la sismicidad del grupo b

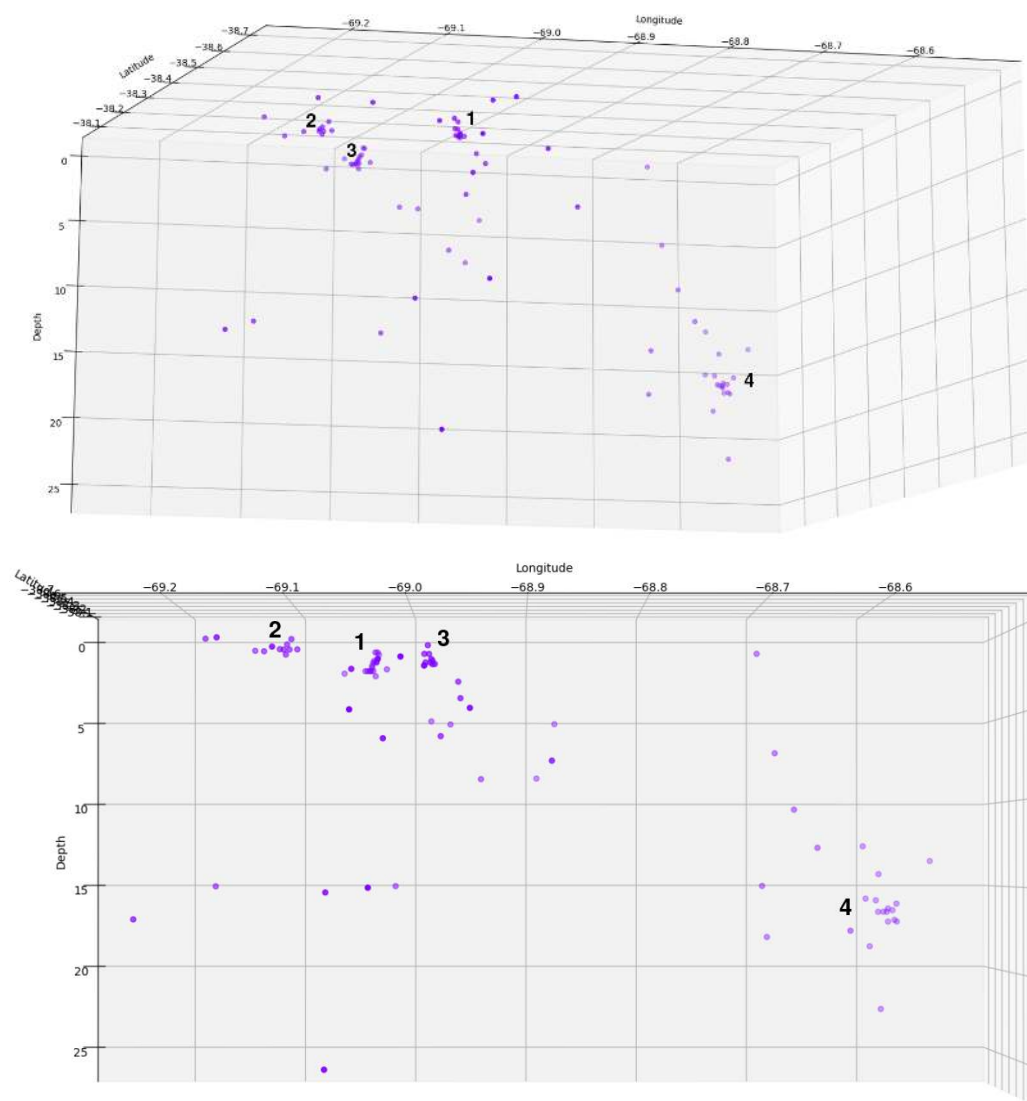


Figura 7.11: Perfil del grupo de sismicidad a) subgrupos 1 a 4 (Fig. 7.10). Arriba vista 3D, abajo vista en 2D.

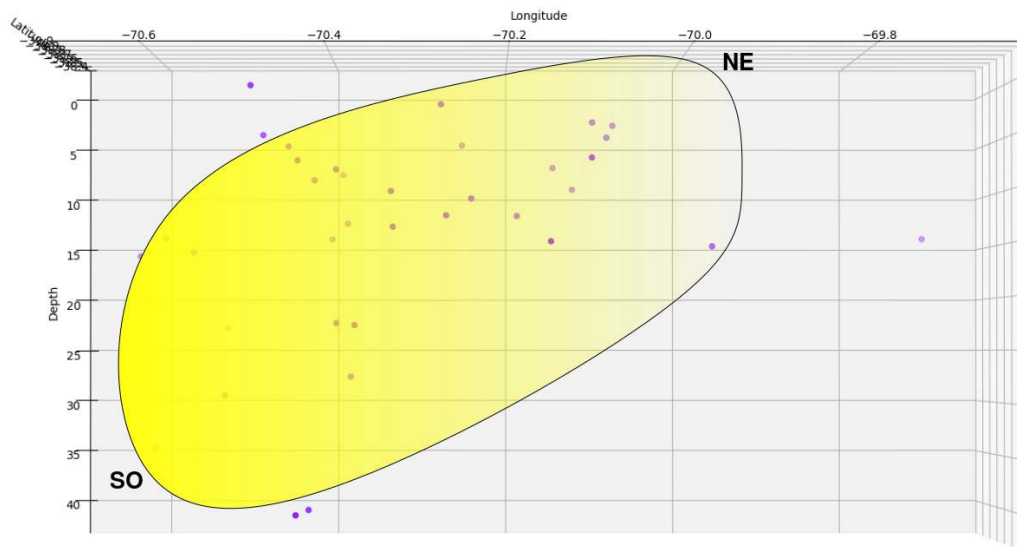


Figura 7.12: Perfil del grupo de sismicidad b) (Fig. 7.10). Se representa una plano que atraviesa el área, siguiendo la tendencia SO-NE observada en planta, y según la profundidad de los eventos.

y grupo c será re-procesada considerando en lo posible datos de redes chilenas a fin de aumentar la cobertura de estaciones para esta sismicidad regional localizada al borde de la red AÑELO.

Finalmente el grupo c), el más occidental parece estar asociado a la zona de falla de Liquiñe-Ofqui (LO). Al igual que en el grupo b, la distribución y profundidades no son tan claras, observando los perfiles obtenidos en la figura 7.13, no se puede determinar exactamente un lineamiento que defina a la zona de falla, por lo que se traza una flecha y un plano en la dirección de la zona LO, para ayudar la visualización entre los cortes 3D y 2D, y que encierra a los eventos mostrando un plano donde posiblemente podría definirse la zona de falla.

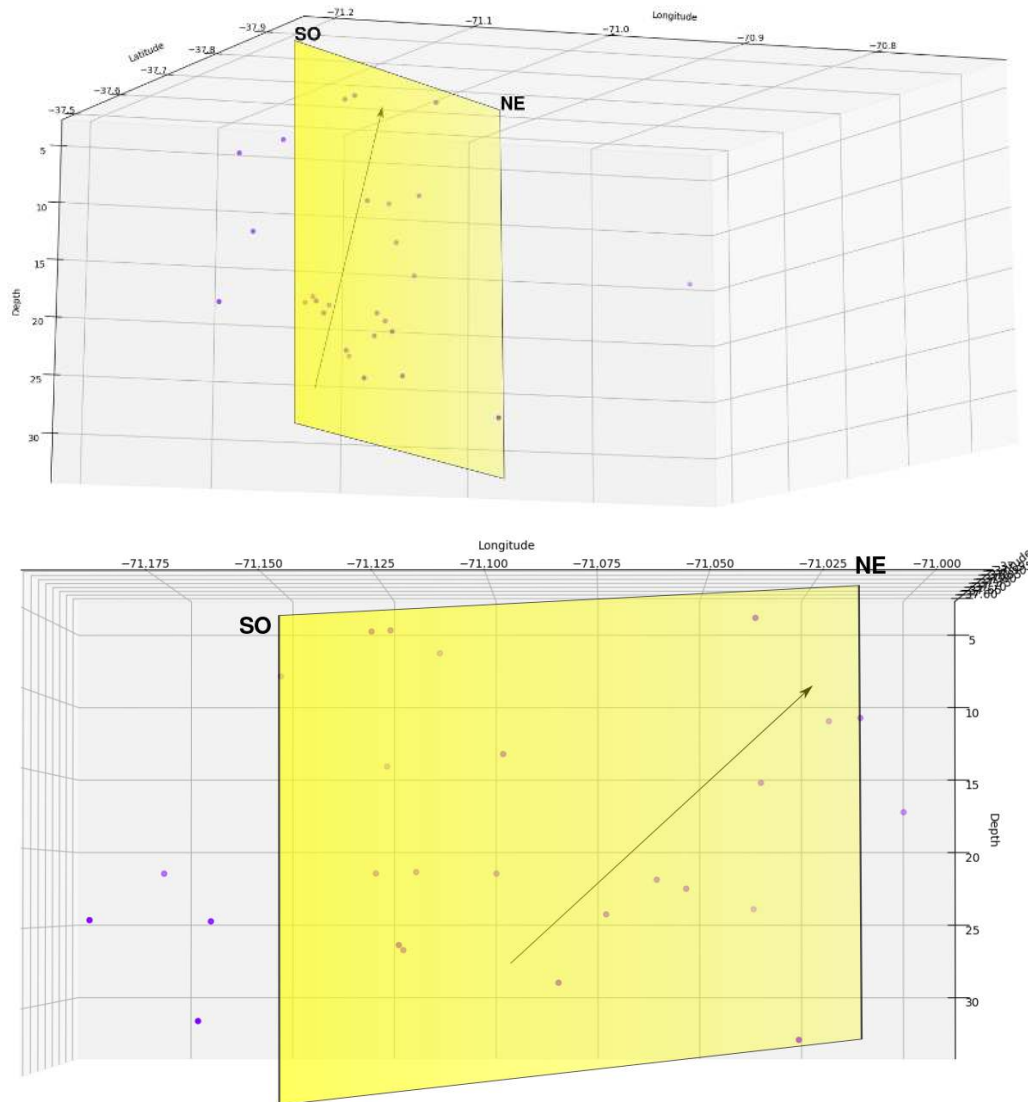


Figura 7.13: Perfil del grupo de sismicidad c) (Fig. 7.10). Arriba vista 3D, abajo vista en pseudo-2D. Se agrega flecha de dirección par ayudar a la interpretación.

Interpretación de autovectores obtenidos por Fábrica del terreno

Sobre la fábrica del terreno se ha graficado la sismicidad registrada de bajos errores (Fig. 7.14. Como se mencionó anteriormente, se puede observar gran cantidad de actividad sísmica en: a) la zona de interacción de la dorsal de los Chihuidos y la dorsal de Huincul, y en b) donde la falla de Valdivia (VFZ) se proyecta en el antepaís andino.

A partir del análisis de la fábrica de Tzz (sección 6.5, Fig. 6.9), se trazaron las principales direcciones positivas con índices del 1 al 7. Estas direcciones ponen de manifiesto el conjunto de esfuerzos dominantes. Los nidos de sismicidad observados 7.14, se pueden agrupar en dos grandes regiones: a) en círculos rojos, al Este del Dorso de Chihuidos, y alrededor del pueblo de Añelo y en b) círculos amarillos, en el frente de la Cordillera Patagónica, al oeste de Zapala. El primer grupo, podría estar asociado con la liberación de esfuerzos provocada por la interacción de la faja plegada y corrida del Agrio, del dorso de Chihuidos (2), el lineamiento Cortaderas (3), y Dorsal de Huincul (4). El segundo grupo podría estar asociado a la zona de falla de Valdivia, Dzierma et al. (2012b,a) encontraron que tanto la losa como la cuña de manto superpuesta, muestran bajas velocidades sísmicas comparadas al comportamiento normal de la corteza y el manto. Esto se asume que es causado por una losa y cuña mantélica hidratadas.

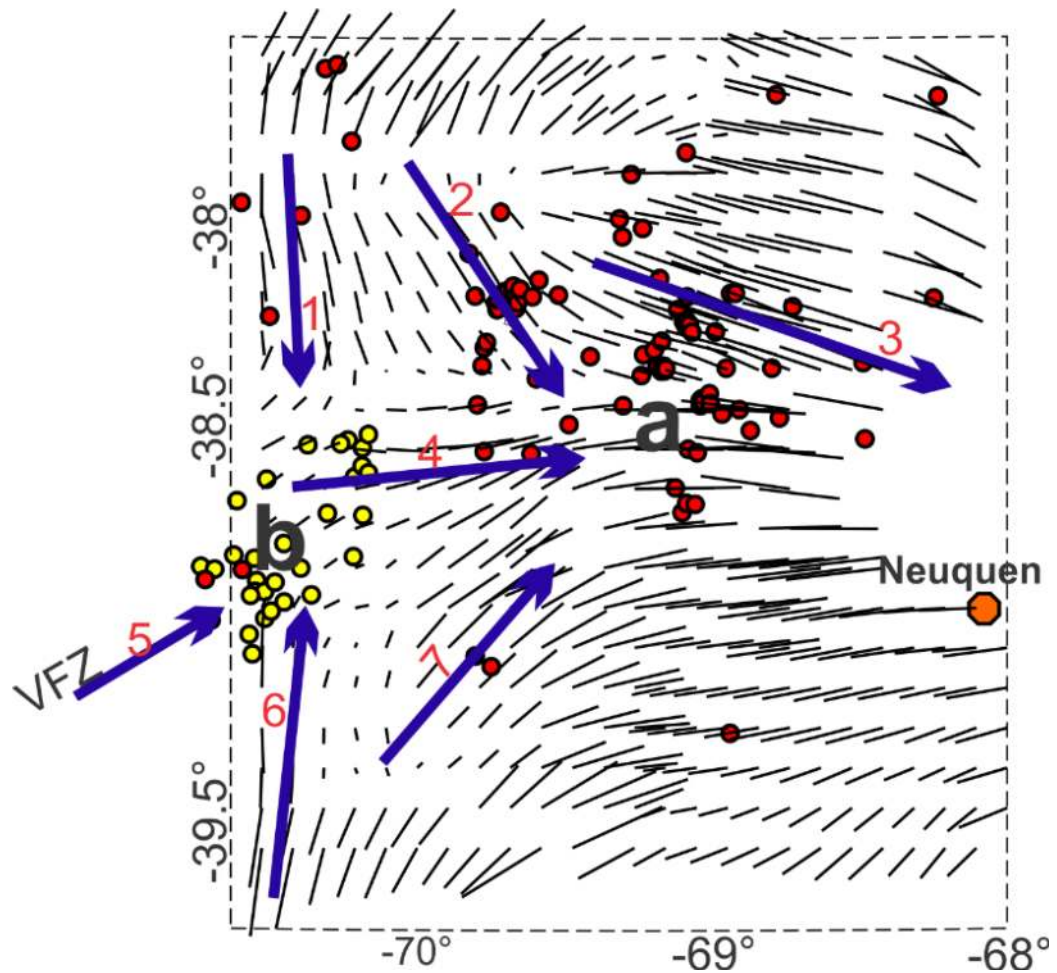


Figura 7.14: Se presenta la sismicidad en el área de estudio, resaltando los grupos indicados como a) círculos rojos y b) círculos amarillos. Sobre ésta sismicidad, se grafican los autovalores y autovectores obtenidos de Tzz (sección 6.5, Fig. 6.9) y las principales alineaciones de éstos (en flechas azules), a los que se les asignó una numeración para identificarlos del 1 al 7. VFZ: Valdivia Fault Zone, Zona de Falla de Valdivia.

7.2.4. Interpretación de Estructuras y Resultados

Transfiriendo lo observado a mayor escala, a un ámbito más local, podemos comenzar a reconocer patrones comunes en las estructuras tectónicas, anomalías gravimétricas, gradientes de gravedad, profundidad y magnitud de eventos sísmicos y mecanismos focales. La figura 7.15 muestra estos resultados alrededor del pueblo de Añelo.

En la zona estudiada, Cristallini et al. (2009) muestra una distribución de fallas normales durante el Jurásico Superior y el Cretácico. Estas estructuras se concentran sobre las fallas precuyanas de los grábenes y hemigrábenes y sobre las zonas de charnela de los mismos. Estos autores explican este nucleamiento de fallas normales en los bordes de los hemigrábenes, por la tensión producida por estiramiento de las capas ante la subsidencia diferencial del relleno de los hemigrábenes. El entendimiento de estas estructuras es sumamente importante ya que son generadoras de espacio y fundamentales para la migración y acumulación de hidrocarburos.

Se destaca particularmente las zonas de transferencia (en blanco) de orientación noreste, aproximadamente 50 a 75°N, en las que intercambian rechazos o finalizan las fallas principales que definen a los hemigrábenes y grábenes precuyanos mencionados. Mucha de la sismicidad y eventos mayores se localizaron sobre estas zonas. Además, los lineamientos definidos por la sismicidad coinciden con los cambios en gradientes de gravedad.

Por otro lado, Astort et al. (2019) observó una anomalía magnética circular de 200 km de diámetro, coincidente con altos valores gravimétricos, y la interpretó como un gran cuerpo magmático con forma lacolítica, intruido en corteza media y alimentando la Provincia Volcánica Payenia sur en el campo volcánico del Auca Mahuida. En la figura 7.15 podemos observar una gran anomalía de valores gravimétricos positivos desde la base del Auca Mahuida, corriendo en sentido NO-SE, a través del bajo de Añelo, contenida en sus bordes por fallas precuyanas y mostrando ligeros quiebres de dirección en las zonas de transcurrencia.

Estudiando la actividad en el sector al norte de Añelo, sobre los valores positivos de anomalías gravimétricas, se destacan 3 áreas mostradas en la figura 7.16. En la imagen a, podemos ver que el gradiente gravimétrico, indicado por el cambio en coloración de la carta de anomalías, coincide aproximadamente con la dirección de las fallas precuyanas. Los eventos tienen profundidad cortical media entre 10 y 25 km y se alinean en la dirección de buzamiento de las fallas. La zona a se diferencia de las zonas b y c (observar los mecanismos de foco). De todas formas, la alineación de eventos en cada zona coincide con los planos nodales obtenidos en los mecanismos focales, pero presentan rotación en cuanto la dirección de la estructuras pre existentes. Esto puede deberse a la incertidumbre de los planos, aunque están de acuerdo al estado de esfuerzos principales dados por Guzmán et al. (2007), que se orientan OSO-ENE en ese sector. Se puede apreciar en azul, un borde de estructura interpretada con Tilt, que coincide con lineamiento del cambio de gradiente de la anomalía. Podríamos asumir que el nuevo régimen de esfuerzos reactiva las fallas pre existentes precuyanas normales con un carácter

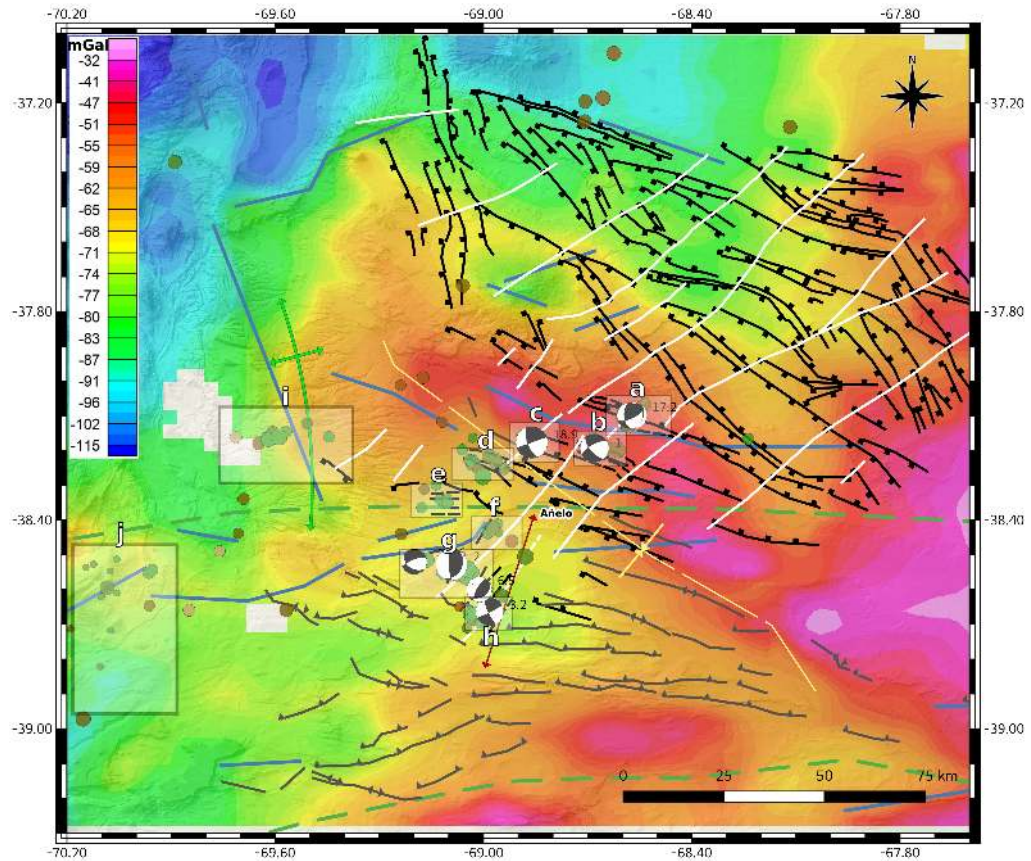


Figura 7.15: Carta de anomalías de Bouguer, sismicidad registrada y mecanismos focales. Se grafican principales estructuras reconocidas en la zona (Silvestro y Zubiri, 2008; Cristallini et al., 2009), anticlinal de Añelo (Messenger et al., 2010) en rojo, Dorso de los Chihuidos en Verde, Dorsal de Huincul en líneas de trazos verde, Depocentro de Añelo en Amarillo. En líneas azules, estructuras interpretadas con carta de Tilt, en líneas de trazo blancas zonas de transferencia interpretadas y en líneas de trazo negras, cambios de gradiente gravimétrico de interés. Se seleccionan 10 áreas marcadas desde a hasta j, para estudiarlas en detalle, y se presentan en las siguientes figuras 7.16, 7.17, 7.18 y 7.19.

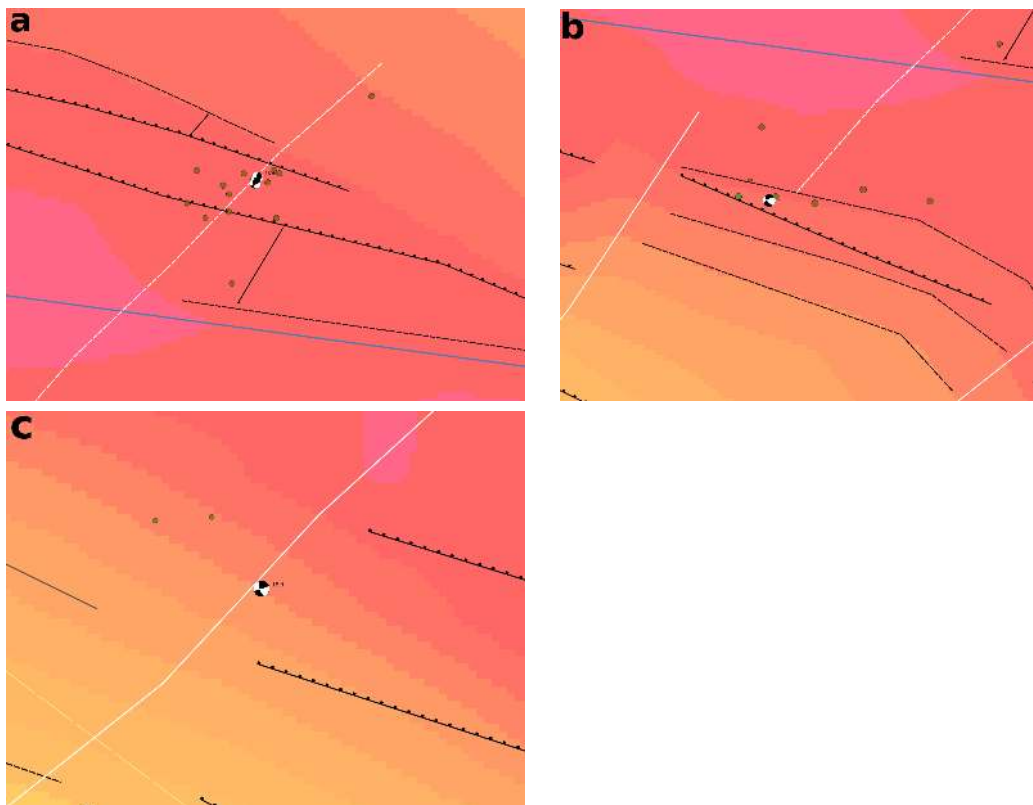


Figura 7.16: Acercamientos de la figura 7.15 de las zonas de interés, al noreste del pueblo de Añelo. a) Arriba a la izquierda. b) Arriba a la derecha. c) Abajo.

inverso, separando incluso bloques de fallas por zonas de transferencia (interpretada en blanco) que intercambian rechazos entre estas fallas. En la imagen b se hace una interpretación similar a la anterior (para la zona a), ya que presenta las mismas condiciones. En la imagen c podemos ver un ejemplo de lo interpretado anteriormente, la zona de transferencia encontrada por Cristallini et al. (2009), atravesando gradientes de anomalías, y coincidiendo con el plano que define una falla transcurrente dextral, además de una alineación de 3 sismos de profundidad media.

En la figura 7.17 d, podemos ver una alineación de sismos que se corresponde con el buzamiento de una falla precuyana. Se podría asumir que en el sector al norte de Añelo, los eventos más profundos ocurren debajo de la estructura definida por la gran anomalía gravimétrica positiva que está definida en sus bordes por estructuras precuyanas y es cortada por zonas de transferencia entre las mismas. En la figura e, sobre la Dorsal de Huincul podemos ver una rápida variación de gradiente de gravedad, que podrían representar la dirección de buzamiento de la estructura que genera la sismicidad mostrada, entre el borde de la estructura identificada por Tilt al sur (azul) y la estructura precuyana (Cristallini et al., 2009) al norte. En la figura f, vemos una zona denotada por un gradiente de gravedad, que coincide con un lineamiento de sismos, ambos paralelos a un borde de Tilt al oeste (azul) y una zona de transferencia (Cristallini et al., 2009) al este, es probable

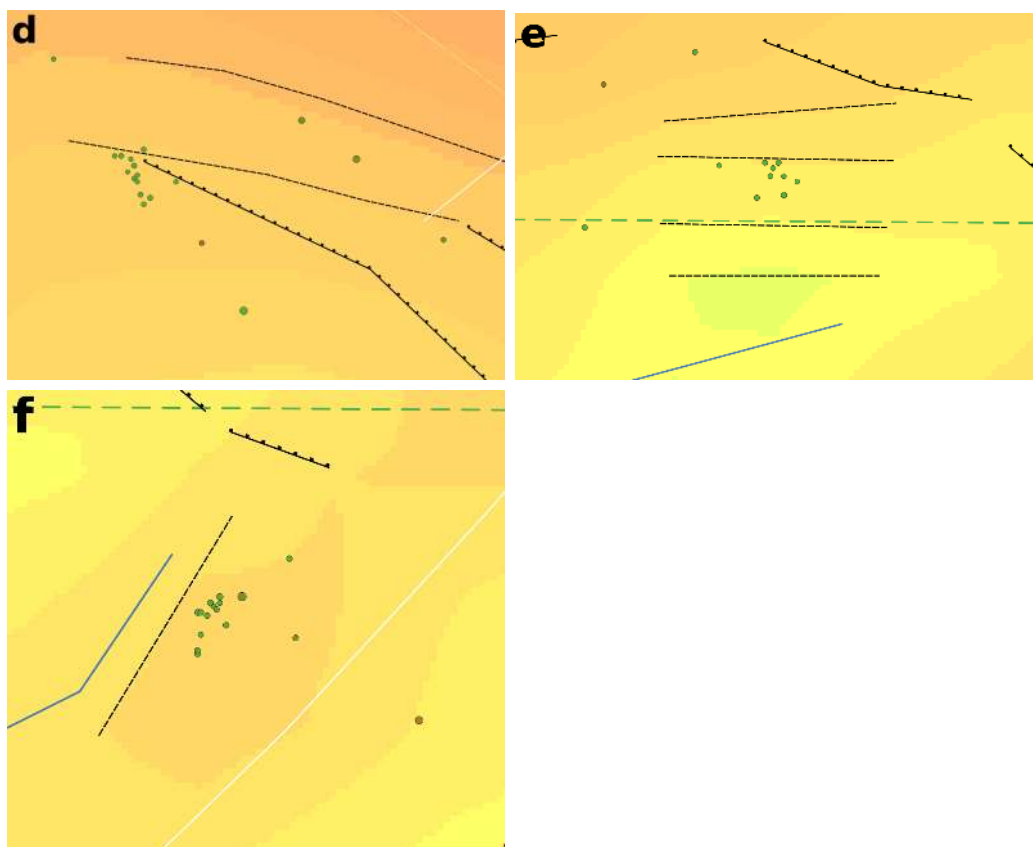


Figura 7.17: Acercamientos de la figura 7.15 de las zonas de interés, al oeste del pueblo de Añelo. d) Arriba a la izquierda. e) Arriba a la derecha. f) Abajo.

que esta zona indique la dirección SO-NE y el buzamiento de una estructura sismogénica.

Al sur de Añelo, sobre y bajo el Río Neuquén podemos ver condiciones diferentes a las observadas al norte, reflejadas en las menores profundidades de eventos entre 0 y 10 km y las anomalías de gravedad más bajas (Fig. 7.18). Se pueden ver mecanismos de fallas inversas (g), con planos coincidentes con los lineamientos de gradientes de gravedad marcados con líneas de puntos, a ambos lados de una zona de transferencia determinada por Cristallini et al. (2009). En la figura h, podemos ver el mecanismo focal obtenido por primeras polaridades e inversión de tensor momento, para el sismo del 19 de noviembre de 2015. El plano que se eligió como plano de falla se alinea con la disposición de réplicas y de sismos en la zona, además de la dirección predominante de las zonas de transferencia entre 50 y 75° al NE, y con las direcciones determinadas por los gradientes de gravedad. Definiendo una zona de transferencia sobre este mecanismo, y extendiéndola hacia el NE, coincide con zona de transferencia definida por Cristallini et al. (2009), lo que podría ser posible ya que para ese estudio no se podía disponer de sismica en la zona del embalse Los Barreales.

Finalmente, al oeste de Añelo y lejos de la red, en las imágenes i y j

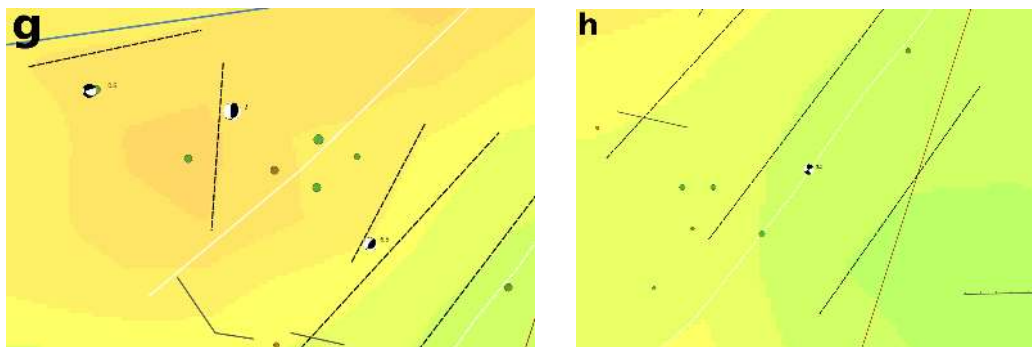


Figura 7.18: Acercamientos de la figura 7.15 de las zonas de interés, al suroeste del pueblo de Añelo. g) Izquierda, mecanismos focales obtenidos al este de la zona de transferencia cercana a Añelo. h) Derecha, mecanismo focal para el evento del 19 de noviembre de 2015.

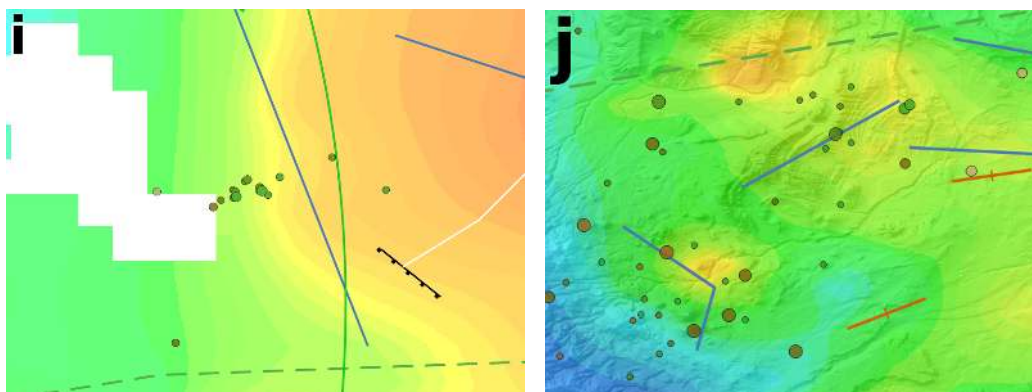


Figura 7.19: Acercamientos de la figura 7.15 de las zonas de interés, al oeste del pueblo de Añelo. i) Izquierda, cercano al Dorso de los Chihuidos. j) Derecha, en el frente cordillerano Andino.

(Fig. 7.19) podemos observar de una forma más regional y no tan detallada, que existen concordancias entre los lineamientos definidos por los grupos de sismos y cambio de gradientes gravimétricos, con bordes de estructuras definidos por Tilt, que podrían estar iluminando estructuras sismogénicas importantes en dichas zonas.

7.2.5. Factores favorables sismogénicos

Los resultado obtenidos aún no son conclusivos en cuanto a determinar la fuente exacta de la sismicidad de bajo grado registrada, ni tampoco son suficientes para afirmar que los mayores sismos tectónicos son eventos ocasionados por recurrencia natural de la zona, o si son el resultado de factores externos. Se proponen entonces, diferentes hipótesis basadas en estos resultados y estudios anteriores para determinar zonas más favorables a la generación sismos.

De acuerdo a Agurto-Detzel et al. (2017), la sismicidad intraplaca en áreas cratónicas no está distribuida homogéneamente, sino que se concentra en bor-

des de sutura cratónica y se relaciona a parámetros geofísicos específicos que reflejan diferentes estados termo-mecánicos litosféricos. Sismicidad por encima de lo normal ocurre en áreas con anomalías de aire libre gravimétricas positivas (sobre los -10 mGal), espesores elásticos bajos, altos flujos calóricos, corteza adelgazada y anomalías de onda S negativas. Estos autores proponen que la áreas propensas a terremotos con condiciones favorables corresponden a regiones de litósfera debilitada, donde la mayoría de los esfuerzos regionales son soportados por la frágil corteza superior cabalgante. Si bien el área de estudio se encuentra en una región de antepaís, también está localizada en el margen occidental de la sutura del terrane Patagónico (Ramos, 2008). Los parámetros geofísicos de este estudio son consistentes con lo expuesto por Agurto-Detzel et al. (2017). Se observan anomalías de aire libre con valores sobre los -10 mGal (Sandwell et al., 2014), espesores elásticos bajos y una corteza adelgazada (Fig. 7.5, Álvarez et al. (2016)), alto flujo calórico (Sigismondi, 2012) y valores de anomalías de onda S negativos (Feng et al., 2007). Además, el hecho de que la mayoría de la sismicidad regional registrada se localice en la Dorsal de Huincul, que corresponde a la sutura entre Patagonia y el sector cratónico Sudamericano (Ramos, 2008), sugiere que esta actividad puede haber sido favorecida por esta debilidad litosférica de primer orden.

A una escala más local, Messenger et al. (2010) encontraron evidencias geológicas de deformación pleistocena a través del estudio de terrazas remanentes y depósitos aluviales sobre el Río Neuquén y sus tributarios. En su estudio, estos autores muestran protuberancias topográficas, una sobre el anticlinal de los Chihuidos Sur y la otra cerca de Añelo. La protuberancia más occidental refleja actividad del anticlinal durante el Plioceno superior a Pleistocenos medio. Las terrazas remanentes al este, en la protuberancia de Añelo sugieren que el levantamiento cambió hacia el este y puede marcar el crecimiento de un nuevo anticlinal localizado cerca de Añelo. De sus resultados, los autores infieren que la Cuenca Neuquina Sur todavía se está acortando en respuesta principalmente al estado de esfuerzos compresional, y que el frente de deformación se está propagando hacia el este. La actividad sísmica en los alrededores de Añelo podría corresponder con el crecimiento del anticlinal de Añelo. Digno de notar, es que fallas de tipo transcurrente como las del terremoto de noviembre de 2015 son observadas comúnmente en los bordes de áreas deformadas por contracción (Giambiagi et al., 2015).

Estas estructuras pueden ser la fuente de los terremotos registrados, pero, el incremento en la extracción de hidrocarburos no convencionales en el área, en particular la técnica de fracturación hidráulica y la inyección de fluidos de desecho, podrían ser las responsables de dispararlos (Ellsworth, 2013). Por lo que el siguiente paso es relacionar estas zonas y estructuras que podrían favorecer la sismicidad a la actividad petrolera en la región, para determinar la posibilidad de sismicidad inducida.

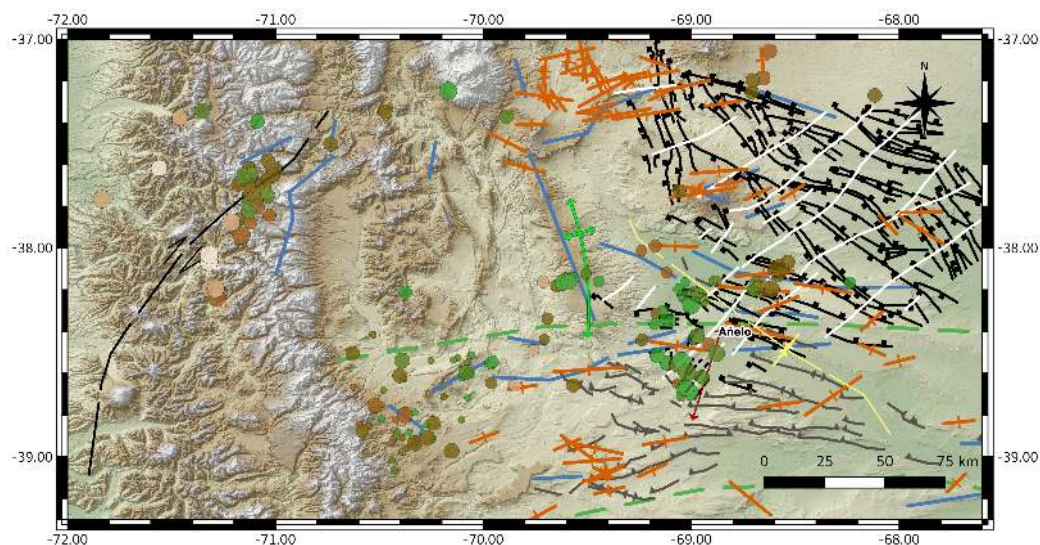


Figura 7.20: Carta de sismicidad registrada. Se grafican principales estructuras reconocidas en la zona en gris por Silvestro y Zubiri (2008), en negro por Cristallini et al. (2009) y esfuerzos S_h máximos en naranja (Guzmán et al., 2007). En azul se grafican estructuras interpretadas de la figura 7.4 que coinciden con sismicidad, gradientes de anomalías gravimétricas y dirección de fábrica de T_{zz} .

7.3. Sismicidad Inducida en la Cuenca Neuquina

Habiendo determinado zonas que aparentan ser más propensas a generar sismicidad o concentrar la energía elástica liberada en la región, se procede a estudiar la posible relación de estos eventos sísmicos con las actividades antrópicas que se llevan a cabo en la zona.

7.3.1. Estado de Esfuerzos

Para intentar entender que mecanismos disparan la sismicidad registrada por la red Añelo, primero es necesario conocer el estado de esfuerzos en la zona y relacionarlos a las estructuras estudiadas en la sección anterior. Conocer que esfuerzos están afectando las estructuras que hemos reconocido con actividad sísmica, nos ayuda a entender su activación, al mismo tiempo que identificar estructuras similares bajo estos esfuerzos que puedan generar sismicidad. A su vez, al encontrar mecanismos de fuente o tensores momento de eventos sísmicos que no sean concordantes podría indicar algún otro factor en juego en la activación de una falla, tal vez relacionado a la actividad humana.

El mapa de esfuerzo mundiales (World Stress Map, Heidbach et al. (2016)) es una compilación global de datos de esfuerzos tectónicos contemporáneos (obtenidos de mecanismos focales de terremotos, ovalización de pozos, etc). La gran disponibilidad de mecanismos focales de terremotos en regiones ac-

tivas y la falta de los mismos en regiones estables contribuye a una cobertura no uniforme. Sin embargo, en cuencas sedimentarias hay una gran disponibilidad de datos de ovalización de pozos que permite entender el campo de direcciones general de los esfuerzos. Guzmán et al. (2007), presentó los resultados del análisis de ovalización de pozos perforados en la cuenca Neuquina (Fig. 7.9).

Los breakouts son regiones con hendiduras en cada lado del conducto de un pozo, inducidas por estrés. Se ha demostrado que la orientación de breakouts alrededor de un pozo se alinea con la dirección del esfuerzo horizontal in situ (Bell y Babcock, 1986), donde se concentra el mayor esfuerzo compresivo (Zerwer et al., 1994). La estimación de la dirección de esfuerzo horizontal principal analizando la ovalización de pozos se usa en la industria petrolera y por los ingenieros de perforación para análisis de estabilidad de pozos y simulación de reservorios. Las orientaciones de los breakouts son perpendiculares a la dirección de máximo esfuerzo horizontal (SH max), por lo tanto las SH max se pueden calcular fácilmente.

La orientación de esfuerzo actual de primer orden en el retroarco Andino a estas latitudes se espera que sea principalmente controlada por las fuerzas de borde de placa (azimuth 80°) y las fuerzas topográficas (E-O). El mapa de trayectorias de esfuerzo horizontal logrado para la región por Guzmán et al. (2007), muestra que las orientaciones de SH max no son completamente uniformes. Esto probablemente esté relacionado a control estructural del basamento en la geometría del campo de esfuerzos. Las orientaciones de esfuerzo para toda la región muestran que las fuerzas de borde de placa, el arrastre basal y las fuerzas topográficas están controlando mayormente la distribución de direcciones de esfuerzos. Es difícil discernir cual de estas fuerzas es la principal responsable del alineamiento de esfuerzos, ya que actúan prácticamente en la misma dirección. Guzmán et al. (2007) obtuvieron una orientación media de SH max de 88.7° y un intervalo de 13.3° con 95 % de confianza para el área. La dirección de esfuerzo obtenida se alinea generalmente con el vector de subducción de la Placa de Nazca y es perpendicular a la topografía.

Los resultados de este estudio concuerdan con los de Guzmán et al. (2007), denotando una fuerte correlación con la dirección de esfuerzo principal impartida por las fuerzas mencionadas. Sin embargo, no se puede dejar de mencionar que las complejas estructuras del subsuelo de la Dorsal de Huincul podrían estar ejerciendo control sobre los esfuerzos y actividad sísmica resultante, debajo de la línea definidas por el río Neuquén. Los métodos de realce usando diferentes técnicas gravimétricas en el Sistema de Huincul (Figs. 7.8 y 7.7) muestran una correspondencia notable entre anomalías de gravedad probablemente relacionadas a estructuras del subsuelo, además la localización de la sismicidad remarca una potencial conexión entre la actividad sísmica y este cinturón de deformación de intraplaca (Fig. 7.6).

Si bien Guzmán et al. (2007) calcula una orientación media de SH max de 88.7 respecto al Norte, es de mayor interés para un análisis local, los SH max puntuales calculados a partir de cada borehole breakout (Fig. 7.20), ya

que se buscan efectos locales puntuales que afecten el estado de esfuerzo y puedan explicar la ocurrencia de sismicidad. Guzmán et al. (2007) remarca que perturbaciones locales debido a fuerzas inducidas por ejes no meridianos topográficos locales o controles de basamento llevan a pequeñas rotaciones con respecto a la tendencia general. Esto es de gran utilidad para el estudio puntual de los terremotos tectónicos más relevantes.

7.3.2. Zonas de Explotación de no convencionales

Durante los primeros meses de estudio, a fines de 2014, se registró poca actividad en el área alrededor de la red. La funcionalidad de la red se comprobaba sin embargo por el registro de sismos regionales, además de por los controles de calidad. Una vez transcurridos los primeros trimestres de registros, se comenzó a detectar una mayor cantidad de eventos de magnitud sobre e incluso por debajo de 2 *ML*.

Para los eventos analizados en esta tesis, que incluyen mayormente eventos tectónicos de magnitudes mayores a 3, podemos asegurar que no hay relación entre el aumento de la sismicidad registrada, y el hecho de que mejoramos nuestras capacidades de registro. Se grafica entonces en la figura 7.21, la producción de hidrocarburos no convencionales en la cuenca Neuquina, en la provincia de Neuquén, entre 2014 y 2016, y se añade la curva de frecuencia acumulada de eventos que ocurren en zonas con pozos no convencionales (se puede ver el área en la figura 7.22).

La producción de tight gas comienza en 2013, en escasos porcentajes, menos del 3 % en 2014, sube a 13 % en 2014 y a 17 % en 2015, año en que ocurre en noviembre el primer sismo registrado en la zona cercana a Añelo. La curva de eventos mostrando la sismicidad en el área no sufrió cambios durante 6 meses antes del 19 de nov 2015. Pero por otro lado no parece haber correlación de pozos de tight y eventos de sismicidad (Fig. 7.22), lo que no implica que la técnica usada en tight afecte o no el estado de esfuerzos de las zonas exploradas. Se explica en diversa literatura (Ellsworth, 2013; Atkinson et al., 2016, 2020) que la sismicidad inducida no se activa únicamente en el lugar donde se produce una fracturación hidráulica, sino que el proceso es muy complejo y puede involucrar desde la fracturación, a la inyección de agua de desechos en el subsuelo, y puede ocurrir hasta 10 km (que se tenga registro, podría ser más) más alejado de áreas con actividad industrial y meses más tarde de que se hallan realizado operaciones. Como dato extra, observando la distribución de hidrocarburos en Vaca Muerta publicada por la Secretaría de Energía Argentina (Fig. 7.23), podemos ver que la mayoría de la actividad está localizada en las zonas de extracción de shale gas y tight gas, que involucran los principales volúmenes de producción reportados. Se registró sismicidad más somera (menos de 10 km de profundidad) y de menor magnitud *ML* en las zonas de explotación de gas, mientras que la sismicidad registrada en el área de petróleo negro es más profunda y es el área donde se han producido los eventos de mayor magnitud *ML* (hasta 5 *ML*). Esto podría estar relacionado al mecanismo de origen de la sismicidad, es decir al explotar



Figura 7.21: Producción de hidrocarburos no convencionales, shale y tight, en la Cuenca Neuquina, para la provincia de Neuquén reportada a la Secretaría de Energía Argentina. Se correlaciona con la frecuencia acumulada de sismicidad coincidente con pozos de shale y tight.

un yacimiento shale o tight la extracción de gas en distintos estados o petróleo podría producir sismicidad de características definidas.

7.3.3. ¿Sismos Naturales o Inducidos?

Determinar si un sismo es inducido o natural, es uno de los mayores interrogantes actuales en el área. No hay una conjunto de reglas y métodos para la discriminación entre sismicidad natural e inducida infalible o aceptado universalmente. Davis y Frohlich (1993) propusieron criterios que se deben cumplir para considerar que la reactivación de una falla y consecuente ocurrencia de un sismo sea inducida por inyección de fluidos, estos son:

1. ¿Son estos eventos los primeros terremotos conocidos de esta clase en la región?
2. ¿Existe una clara correlación entre la inyección y la sismicidad?

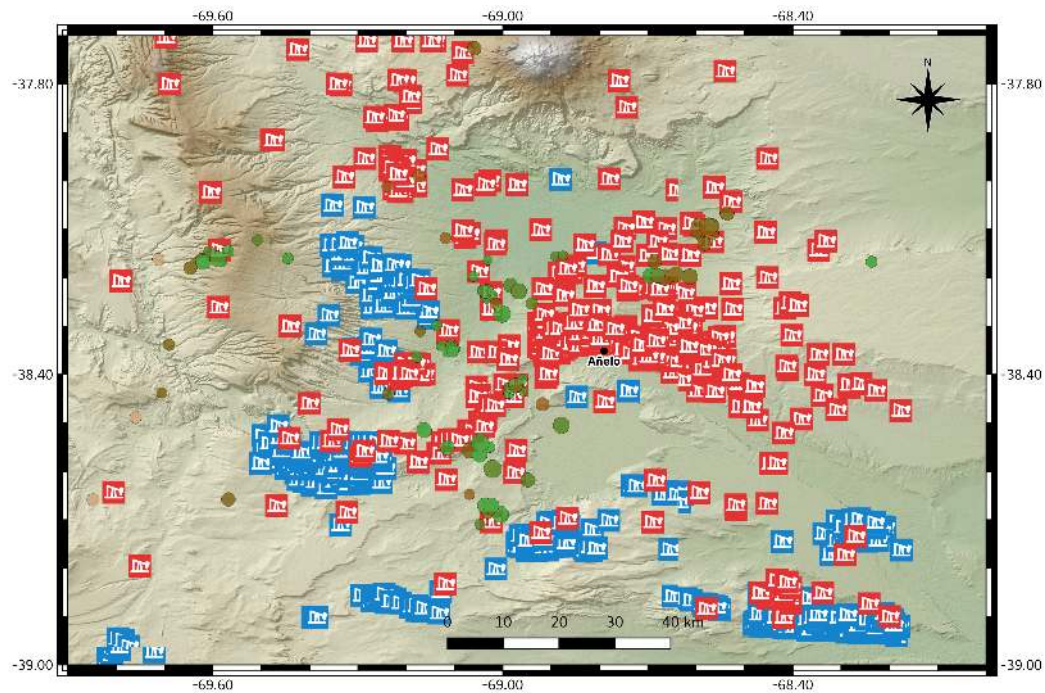


Figura 7.22: Modelo de elevación digital, donde se muestran los pozos de shale en rojo y de tight en azul obtenidos de la Secretaría de Energía Argentina. Se muestra también la sismicidad registrada por el experimento (sismicidad final, ver figura 5.25).

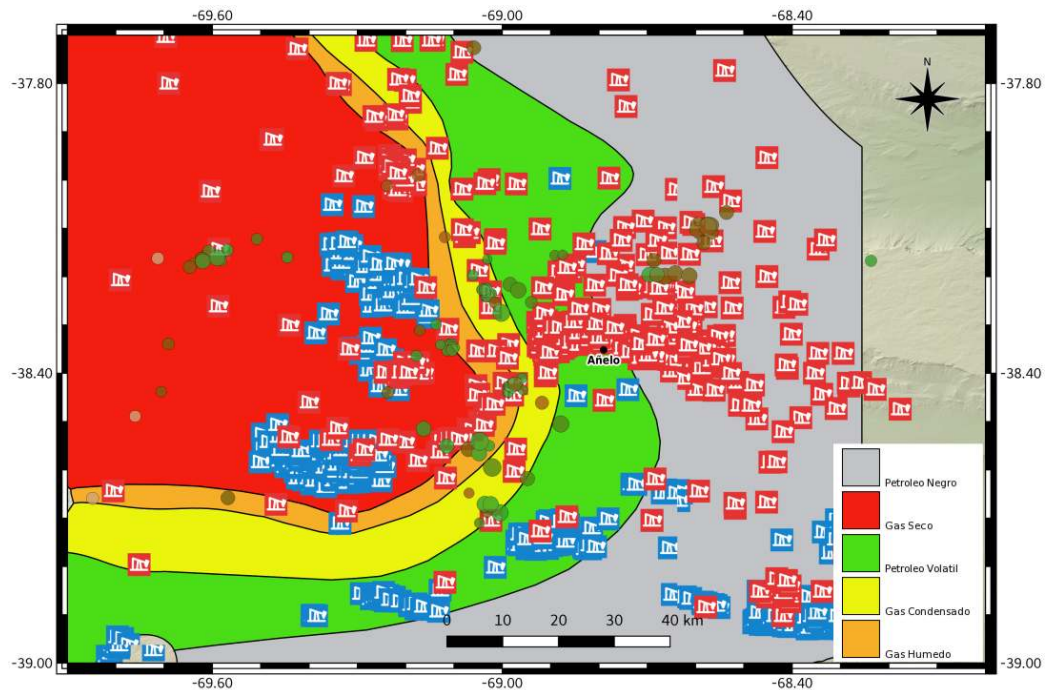


Figura 7.23: Distribución de fluidos de la Formación Vaca Muerta, donde se muestran los pozos de shale en rojo y de tight en azul obtenidos de la Secretaría de Energía Argentina. Se muestra también la sismicidad registrada por el experimento (sismicidad final, ver figura 5.25).

3. ¿Están los epicentros cercanos a los pozos (a menos de 5 km)?
4. ¿Ocurren algunos terremotos en o cerca de las profundidades de inyección?
5. Si no, ¿hay estructuras geológicas conocidas que pueden canalizar el flujo a los sitios de los terremotos?
6. ¿Los cambios en la presión del fluido en el fondo del pozo son suficientes para fomentar la sismicidad?

En esta sección estudiaremos estas preguntas. En cuanto a la pregunta 1, como se mencionó en el capítulo 1, en los 40 años de registros sismológicos confiables de varias redes internacionales y la red nacional del INPRES previos al sismo del 19 de Noviembre de 2015, no se había registrado sismicidad de ningún tipo en el área de estudio.

Las preguntas 2 y 3 se respondieron en la sección 7.3.2, donde podemos basarnos en la respuesta de la pregunta 1 y la correlación de gráficas observadas en la figura 7.21 para ver la relación directa del aumento de la sismicidad a medida que se intensifica la actividad petrolera no convencional. La figura 7.22 muestra que los epicentros de los sismos ocurren en la cercanía de algún pozo, y en la conjunción de varios pozos en la mayoría de los casos.

La respuesta a la pregunta 4 fue contestada en la sección 7.2.4, donde se analizó que el sector al sur de Añelo presenta actividad más superficial que en otras áreas, incluidos eventos entre 0 y 3 km, particularmente el caso del sismo del 19 de noviembre de 2015 que impulsó todo este trabajo. Además se puede consultar los diversos gráficos de la tesis que muestran sismicidad utilizando la escala de colores por profundidad.

La pregunta 5 fue respondida a lo largo de toda la sección 7.2, notando las principales estructuras relacionadas a los métodos geofísicos aplicados en la tesis, e incluso interpretando estructuras nuevas. La pregunta 6 ha sido respondida por Atkinson et al. (2020): la activación de eventos anómalos ($M_l > 2$) requiere una fuente de perturbación de esfuerzo, una falla preexistente, en estado de esfuerzo crítico, con un área de tamaño suficiente para alojar un evento sentido y un mecanismo de cupla que conecte la fuente a la falla, ya sea directa o indirectamente. Esto cambia el conocimiento anterior en que se pensaba que la fracturación hidráulica generaba terremotos de esta magnitudes, y por esto la teoría era desacreditada. Ahora sabemos con seguridad que un evento no microsísmico, de magnitud mayor a 2 solo puede ser generado por una falla geológica que se activa, pero esta activación es lo que puede ser desencadenado por fracturación o actividades asociadas.

El área de estudio, de 150 x 120 km aproximadamente, alrededor de Añelo, no presentaba sismicidad registrada en por lo menos 40 años. Las redes INPRES, USGS, GEOFON, Sismológica Chilena, etc han detectado muchos de los eventos tectónicos desde el 19 de noviembre 2015 hasta el presente. La red IGSV ha detectado 62 eventos de magnitud mayor a 3 en 5 años y medio. Si esta fuera la recurrencia normal de la zona, es aceptable asumir que en los

40 años anteriores de registros se hubieran detectado más de un sismo mayor a 3 grados de magnitud.

El hecho de que desde el 2009 que comienzan las actividades no convencionales en el área, y en el momento que se intensifican en 2015 comience a detectarse actividad es revelador. En la opinión lograda de todo este estudio, resulta claro que estos eventos si bien son generados por fallas geológicas, exceden la recurrencia natural de la zona, y las actividades antrópicas están generando de alguna forma la activación de fallas y zonas pre existentes con potencial sismogénico.

El sismo del 19 de Noviembre de 2015

Durante todo el trabajo se ha mencionado este evento copiosamente, el mismo ha estado involucrado en todos los estudios, métodos y resultados. Este evento fue el que llamó la atención sobre la problemática de la sismicidad inducida en Argentina y motivó este trabajo de doctorado. Es en cierta forma la piedra angular sobre la que se basó el plan de trabajos realizado. A continuación se discuten las características del mismo.

La magnitud M_l calculada para el evento principal fue de 3.78, 0.42 puntos más baja que la obtenida por el NEIC (M_b). Este margen es exactamente la incertidumbre reportada por el NEIC. A pesar del hecho de que ambos valores están dentro del error obtenido, se asume que las diferencias inherentes a los procesos de cálculo de magnitudes M_l y M_b son responsables de esta diferencia. Además, el cálculo de M_b fue llevado a cabo por una red global, cuya estación más cercana al evento estaba localizada a más de 100 km, y no disponía de cobertura de estaciones en todas las direcciones. Por lo tanto el calculo de M_l obtenido por la red de Añelo se asume como la medida más confiable para este evento.

En 2017, antes de poder realizar el cálculo de M_w , se obtenía a partir de M_l , usando regresión lineal a partir de catálogos de terremotos de intraplaca del USGS. Relacionando ambas magnitudes se obtuvo un primer resultado de M_w 3.83. Ambos valores, M_l y M_w fueron confirmados luego por cálculos manuales y automáticos con una diferencia menor a 0.15. Relaciones empíricas estándar entre magnitud momento (M_w) de terremotos y sus diferentes parámetros de ruptura de falla son mostrados en Wells y Coppersmith (1994). Estos autores compilaron una base de datos a nivel mundial con mayoría de eventos intracontinentales en regiones activas. Considerando la linea de regresión para terremotos continentales, se estimó un área de ruptura no mayor a 0.6 km^2 y una longitud de superficie de ruptura de 700 m. La distribución de sismicidad registrada y la solución de plano de falla preferida por este estudio (rumbo $\sim$ NE-SO to E-O) son consistentes con el esfuerzo máximo horizontal en la cuenca Neuquina (Fig. 7.9).

Ya se estableció el concepto de calcular la inversión y descomposición del tensor momento completo de un sismo y observar una desviación relevante de un modelo de doble cupla (DC) puro (Cesca et al., 2013). En base a los resultado obtenidos en la sección 5.7, podemos ver la descomposición del tensor momento completo en la figura 7.24.

Descomposición:

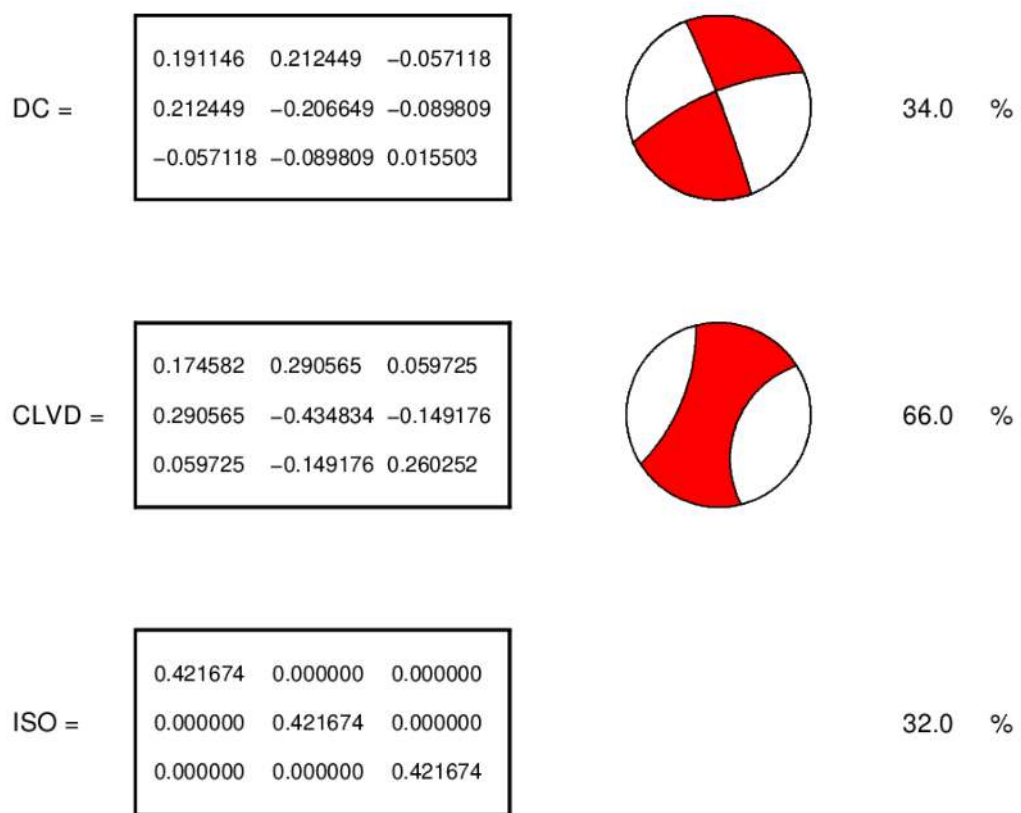


Figura 7.24: Tensor Momento descompuesto en sus términos de doble cupla (DC), isotrópicos (ISO) y dipolo vectorial lineal compensado (CLVD).

El terremoto del 19 de Noviembre de 2015, ocurrido al suroeste del pueblo de Añelo, de 3.78 grados de magnitud local y de 3.2 kilómetros de profundidad (error ± 1.8 km), la misma profundidad de la Formación Vaca Muerta, presenta un mecanismo de foco transcurrente dextral, que se puede correlacionar con una zona de transferencia entre bloques de fallas precuyanas definida en el área. Se localizó en un lineamiento consistente con esta zona de transferencia y observable en modelos de elevación digital, y con la alineación de sus réplicas. Su tensor momento completo calculado presentó un componente de doble cupla muy similar al obtenido por mecanismo focal. Sus términos isotrópicos y de dipolo vectorial compensado son altos e indican la influencia de factores externos como la inyección de fluidos o cambios de presión relacionados a expansión. Por todo esto, se estima que probablemente fue el primer terremoto inducido registrado en la región cercana a Añelo.

Capítulo 8

Conclusiones

En el presente Capítulo se hace una reseña de los resultados más importantes obtenidos a lo largo de los últimos Capítulos, integrándolos para obtener una mejor comprensión desde el punto de vista geofísico de la zona de estudio. Por último se enumerarán las principales conclusiones a las que se ha arribado en esta Tesis.

Este estudio presenta el primer reporte de sismicidad (publicado en Correa-Otto et al. (2018)) en la región de antepaís de la cuenca Neuquina entre los 38°S y 39°S, específicamente alrededor del pueblo de Añelo, principal escenario de la exploración y extracción de hidrocarburos no convencionales. Las localizaciones de los sismos muestran un alto grado de concordancia con métodos de realce de anomalías gravimétricas aplicados al área de estudio. Esto permite obtener resultados e interpretaciones con un alto grado de confianza.

En un sentido más regional, al sur del río Neuquén, la sismicidad y la fábrica de gradiente de gravedad (Tzz), sugieren lineamientos en la Dorsal de Huincul similares a los descritos por el estudio estructural de Silvestro y Zubiri (2008). Como puede observarse en la figura 8.1, de Oeste a Este los lineamientos presentan rumbos NE-SO entre los 71°O y 70°O (sismicidad posiblemente asociada a la zona de falla de Valdivia), E-O a los 69°O (la sismicidad en el centro de la figura podría estar asociada con la liberación de esfuerzos provocada por la interacción de la faja plegada y corrida del Agrio, el dorso de Chihuidos, el lineamiento Cortaderas, y la Dorsal de Huincul) y finalmente ESE-ONO después de los 68°O. Esta rotación en las direcciones de las estructuras concuerda con la interpretación de la estructura de la Dorsal como una sumatoria de eventos de deformación con esfuerzos cambiantes a lo largo del tiempo (Vergani et al., 1995), siendo primero extensionales, luego compresivos con una orientación que rotaba desde nor-noroeste a este oeste y sudoeste de acuerdo al vector de convergencia entre la placa de Farallón y Nazca y la placa sudamericana (Mosquera y Ramos, 2005).

Alrededor del pueblo de Añelo, la sismicidad registrada y las anomalías de gravedad se interrelacionan con las fallas principales que definen a los hemigrábenes y grábenes precuyanos, y las zonas de transferencia entre estas (Cristallini et al., 2009), y con el gran cuerpo magmático con forma lacólica,

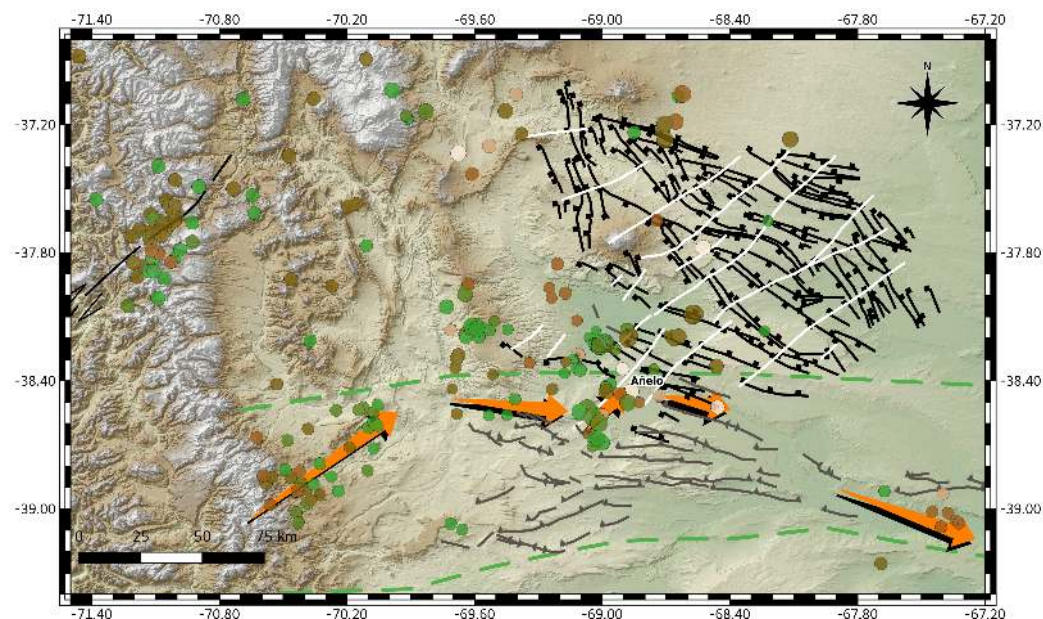


Figura 8.1: Vista regional del área de estudio. Se grafican las principales estructuras al Norte y al sur de la Dorsal de Huincul (delimitada en verde). En flechas naranjas se marcan los lineamientos predominantes de las estructuras de la Dorsal determinados por la sismicidad y fábrica de gradiente de anomalías gravimétricas.

intruido en corteza media interpretado por Astort et al. (2019). Los mecanismos focales obtenidos y los métodos de realce de cartas gravimétricas se relacionan también con estos resultados y permiten suponer estructuras para la sismicidad y gradientes de gravedad no interpretados anteriormente (Fig. 8.2). Las direcciones de reactivación de estructuras son coincidentes con las direcciones de esfuerzo máximo dadas por Guzmán et al. (2007), y en general con la SH max media de 88.7 obtenida en el mismo trabajo. Estos rasgos indican estrés compresivo E-O, relacionado principalmente a fuerzas topográficas Andinas y de borde de placa.

A partir de estos resultados se analizaron distintas tendencias para explicar las fuentes de la actividad sísmica. En primer lugar, controles mayores sobre la localización de la sismicidad en la cuenca Neuquina podrían estar relacionados a condiciones termo-mecánicas favorables en la Dorsal de Huincul. En segundo lugar, los sismos en el área podrían estar conectados a la propagación hacia el este del frente activo Andino y el crecimiento del anticlinal de Añelo (Messenger et al., 2010). Finalmente, la influencia de las intensas operaciones de fracturación hidráulica podrían ser los mecanismos de disparo o de alteración de esfuerzos que llevan a la liberación de energía elástica almacenada en fallas pre existentes.

Se estudió intensivamente el terremoto del 19 de Noviembre de 2015, determinando por múltiples resultados, que este evento de magnitud 3.78 MI fue probablemente un sismo inducido por actividad antrópica. Además, se relacionaron niveles de producción de hidrocarburos no convencionales y lo-

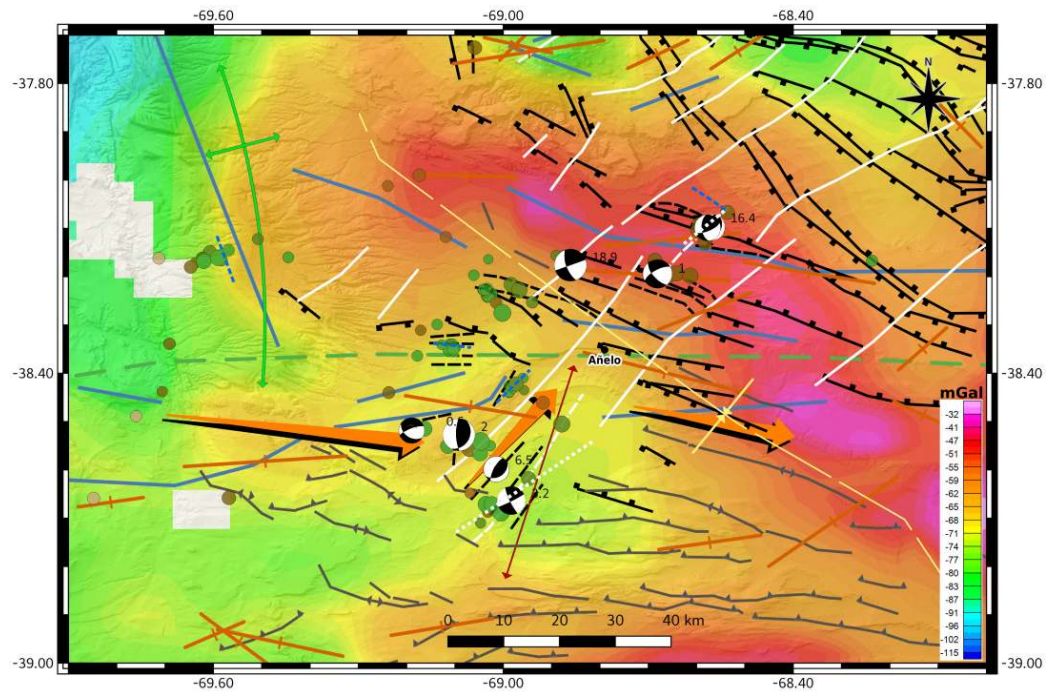


Figura 8.2: Mapa final del área de estudio, se grafican: estructuras de Cristallini et al. (2009) en líneas llenas negras y blancas, estructuras de Silvestro y Zubiri (2008) en gris, dirección de máximos esfuerzos horizontales de Guzmán et al. (2007) en naranja. Se muestra la Dorsal de Huincul en línea de trazos verde, el Depocentro de Añelo en amarillo, el Anticlinal de Añelo (Messenger et al., 2010) en flecha roja, Dorso de los Chihuidos en flechas verdes. Se muestran los resultados obtenidos en esta tesis: las anomalías gravimétricas, la sismicidad registrada, los mecanismos focales obtenidos, las estructuras interpretadas de métodos de realce gravimétricos en líneas llenas azules. Por otro lado, también estructuras adicionales supuestas en base a estudios puntuales en líneas de trazo negras y blancas, además las principales direcciones de los esfuerzos dominantes en la Dorsal de Huincul en flechas naranja.

calizaciones de pozos a la mayoría de la sismicidad registrada, y la recurrencia natural esperada para este tipo de eventos en base a registros históricos y resultados de este trabajo. Por esto, en cuanto a la sismicidad inducida en la región alrededor de Añelo se concluye:

- El terremoto del 2015 de 3.78 Ml fue probablemente el primer evento sísmico inducido registrado en el área, generado por la reactivación de una falla transcurrente preexistente.
- Se estudiaron e interpretaron zonas favorables a generar sismicidad y estructuras posiblemente sismogénicas que deberían ser evitadas o explotadas con cuidado (detalladas en blanco y en azul en figura 8.2).
- Estructuras precuyanas en el área podrían suponer la principal fuente de peligro sísmico, en particular las zonas de transferencia entre estas.
- Se analizó el registro de actividad sísmica y el aumento continuo de la misma, en relación a la creciente actividad petrolera utilizando técnicas de exploración y extracción de hidrocarburos no convencionales.
- Es muy probable que en adición a la micro sismicidad esperada por el tipo de actividades antropogénicas desarrolladas, se esté induciendo actividad tectónica en fallas pre existentes.

Monitoreo detallado y protocolos de respuesta, son el primer paso para abordar la mitigación de riesgo en estas regiones. En el presente, estas estrategias retrospectivas, no son suficiente para proteger infraestructuras críticas que no aceptan ningún tipo de fallas. El monitoreo en tiempo real con buena cobertura y mapeo de operaciones de fracturación hidráulica, es en estos momentos el método más prometedor para controlar las operaciones. Mayor desarrollo de técnicas de prevención en tiempo real y estrategias de mitigación de riesgo son requeridas, que puedan ser verificadas y aplicadas a futuras operaciones de fracturación hidráulica.

Parte III

Apéndices

Apéndice A

Glosario

- Borehole Breackout (Ovalización de pozos): Los breakouts son regiones con hendiduras en cada lado del conducto de un pozo, inducidas por estrés. Se ha demostrado que la orientación de breakouts alrededor de un pozo se alinea con la dirección del esfuerzo horizontal in situ (Bell y Babcock, 1986), donde se concentra el mayor esfuerzo compresivo (Zerwer et al., 1994). La estimación de la dirección de esfuerzo horizontal principal analizando la ovalización de pozos se usa en la industria petrolera y por los ingenieros de perforación para análisis de estabilidad de pozos y simulación de reservorios. Las orientaciones de los breakouts son perpendiculares a las SH max, por lo tanto las SH max se pueden calcular fácilmente.
- CLVD: dipolo linear vectorial compensado. CLVD representa las fuerzas de movimiento a partir del punto fuente que no contemplan las fuerzas de DC, significando fuerzas que ocurren en distintas direcciones generadas por ejemplo por cambios de presión por agentes externos, como la inyección de fluidos a presión.
- DC: doble cupla (doble pareja de fuerzas).
- Fracking: la técnica de fracturación hidráulica (fracking, hydraulic fracturing) se utiliza para extraer hidrocarburos no convencionales reservorios tight o shale, lo que consiste en fracturar las formaciones geológicas objetivo a través de la inyección de una mezcla de arena, agua y químicos a gran presión por medio de una perforación horizontal dirigida.
- Hidrocarburo no convencional: Los hidrocarburos no convencionales son petróleo y gas natural que pese a que se encuentran en grandes cantidades en la naturaleza, debido a su localización, tipo de yacimiento y características físicas, no pueden ser explotados económicamente con las tecnologías de extracción tradicionales, sino que necesitan de procedimientos especiales para su recuperación.
- ISO: cambios isotrópicos en la fuente de un sismo. ISO varía con la expansión o compresión volumétrica en todos los sentidos a partir del

punto fuente, una explosión por ejemplo tiene una componente puramente ISO expansiva; el colapso de una mina por otra parte tiene una componente puramente ISO compresiva.

- **Microsismicidad:** Los eventos microsísmicos son terremotos muy pequeños, de magnitudes debajo de 2 para estudios sismológicos (Ellsworth, 2013), y generalmente negativas en estudios sísmicos (Van Der Baan et al., 2013) que se producen en torno a las fracturas generadas durante la estimulación hidráulica. En la industria hidrocarburífera, la microsísmica es utilizada también para monitorear la deformación inelástica asociada con la inyección de vapor, agua o gas para la recuperación secundaria en pozos convencionales, pero su aplicación más extendida actualmente en esta área radica en los procesos de fracturación hidráulica (Maxwell et al., 2010). Para los fines de esta tesis, y debido a que este es un estudio sismológico, se usará el concepto de microsismicidad o micro-terremotos de Ellsworth (2013), para el cual se consideran en el rango de micro a los eventos con magnitudes menores a 2 M_l , es decir, que están por debajo del umbral de percepción humana y solo pueden ser correctamente detectados y parametrizados por equipamiento sismológico cercano y configurado adecuadamente.
- **Reservorio no convencional:** Los yacimientos de hidrocarburos no convencionales son reservorios de gas natural de muy baja permeabilidad o formaciones sedimentarias que contienen petróleo de muy alta viscosidad, lo que dificulta su fluencia hacia los pozos.
- **Reservorio shale:** Contienen petróleo o gas de esquisto (Shale-Oil y Shale-Gas), es el nombre que se da a los reservorios en los que los niveles de la roca productora, la roca madre, son ricos en materia orgánica, esa materia orgánica sufrió los procesos físico-químicos para convertirse en hidrocarburos, pero no llegó a darse ningún tipo de migración. El hidrocarburo, petróleo o gas, sigue atrapado en forma de gotas microscópicas dentro de la roca madre.
- **Reservorio tight:** Variación de yacimientos tipo Shale, denominada Tight Gas (literalmente gas apretado) en los que el gas queda atrapado en un tipo de roca que no se puede considerar reservorio al no tener permeabilidad y que, al igual que el Shale, sólo puede ser explotado mediante la Fracturación Hidráulica.
- **Sismicidad inducida:** En general, la sismicidad inducida se refiere a los eventos sísmicos que resultan de la actividad humana. Hay diferentes maneras en las que la actividad humana pueden causar sismicidad inducida, incluyendo operaciones geotérmicas, represamiento de embalses (agua detrás de represas), inyecciones de residuos de agua y operaciones de petróleo y gas tales como la fracturación hidráulica.
- **Sismicidad natural o de base:** La sismicidad es la medida de la actividad sísmica de algún lugar específico, según su frecuencia e intensidad

a lo largo del tiempo. Un lugar o región puede tener alta o baja sismicidad, lo que tiene relación con la frecuencia con que ocurren sismos en ese lugar (recurrencia). La sismicidad base o natural de una zona está relacionada a la recurrencia normal en la activación de las fallas tectónicas que generan los sismos en el área, debido al estado de esfuerzos dinámico natural del área.

- SH max: esfuerzo horizontal máximo.
- STA/LTA: Relación entre la energía promedio de corto plazo (Short Time Average - STA) de una señal que se calcula como la norma L1 (promedio de valores absolutos) de la misma en una ventana corta (en tiempo), y la energía promedio de largo plazo (Long Time Average - LTA) que se calcula de la misma forma que para STA pero en una ventana larga (en tiempo).

Apéndice B

Tercera Identidad de Green

Sea U y V dos funciones continuas y diferenciables en una región R con una superficie S , la “segunda identidad de Green” se define como (Blakely, 1996):

$$\int_R [U \nabla^2 V - V \nabla^2 U] dv = \int_S \left[U \frac{\partial V}{\partial n} - V \frac{\partial U}{\partial n} \right] dS \quad (\text{B.1})$$

La tercera identidad de Green se deriva de la segunda identidad, Ec. (B.1), con la particularidad de que $V = 1/r$ donde r es la distancia entre los puntos P y Q (siendo $P \neq Q$) dentro de la región R . Entonces la Ec. (B.1) como:

$$\int_R \left[U \nabla^2 \frac{1}{r} - \frac{1}{r} \nabla^2 U \right] dv = \int_S \left[U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} - \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} \right] dS \quad (\text{B.2})$$

donde la integración se hace respecto al punto Q . Es fácil ver que $\nabla^2 \frac{1}{r} = 0$ siempre que $P \neq Q$. Para garantizar la desigualdad, se rodea al punto P Con una esfera pequeña σ que excluimos de R . Por lo tanto la Ec. (B.2) queda:

$$-\int_R \frac{\nabla^2 U}{r} dv = \int_S \left[U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} - \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} \right] dS + \int_{\sigma} \left[U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} - \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} \right] dS \quad (\text{B.3})$$

Primero considera la integral en σ (Fig. B.1), usando las relaciones:

$$\frac{\partial}{\partial n} = -\frac{\partial}{\partial r} \quad (\text{B.4})$$

$$\frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} = -\frac{1}{r^2} \quad (\text{B.5})$$

$$\cos \theta dS = r^2 d\Omega \quad (\text{B.6})$$

donde $d\Omega$ es el ángulo solido subtendido en P por dS y $\theta = 0$. La última integral de la Ec. (B.2) se vuelve:

$$\int_{\sigma} \left[\frac{1}{r^2} U + \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial r} \right] r^2 d\Omega = \int_{\sigma} U d\Omega + \int_{\sigma} t \frac{\partial U}{\partial r} d\Omega = 4\pi U + \int_{\sigma} r \frac{\partial U}{\partial r} d\Omega \quad (\text{B.7})$$

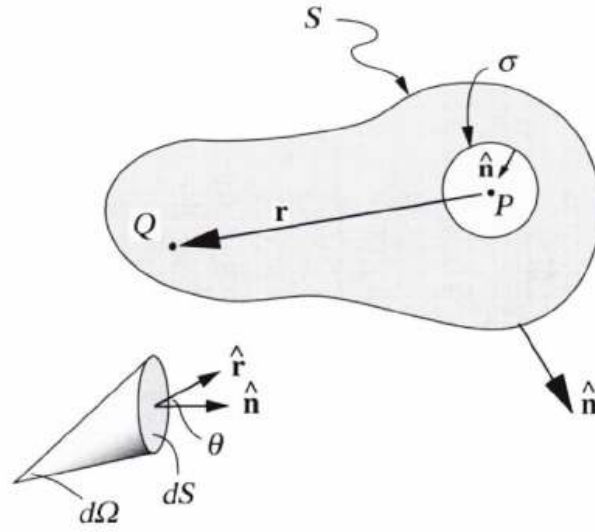


Figura B.1: Derivación de la tercera identidad de Green. El punto P está dentro de la superficie S , pero está excluido de la región R . El ángulo dQ , es el ángulo sólido subtendido por dS en el punto P .

A medida que la esfera se vuelve arbitrariamente pequeña, la expresión anterior se aproxima a $4\pi U(P)$ y la Ec. (B.7) queda:

$$U(P) = -\frac{1}{4\pi} \int_R \frac{\nabla^2 U}{r} dv + \frac{1}{4\pi} \int_S \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} dS - \frac{1}{4\pi} \int_S U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} dS \quad (\text{B.8})$$

Por lo tanto la Ec. (B.8) se conoce como la “tercera identidad de Green”.

Apéndice C

Transformada de Fourier

La transformación de Fourier se puede usar para convertir datos de campo magnético o magnéticos que se encuentran en el dominio espacial, en el dominio frecuencial.

La transformada de Fourier (TF) de cualquier función $f(x, y)$ se define (ver Blakely (1996)):

$$F(k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{-j(k_x x + k_y y)} dx dy \quad (C.1)$$

y la inversa de la transformada de Fourier (ITF) como:

$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(k_x, k_y) e^{j(k_x x + k_y y)} dk_x dk_y \quad (C.2)$$

donde $f(x, y)$ es una función en el dominio espacial, $F(k_x, k_y)$ es la transformada de la función en el dominio de Fourier (o dominio frecuencial), k_x y k_y son los números de onda direccionales que se relacionan con la longitud de onda λ como $k_x = 2\pi/\lambda_x$ y $k_y = 2\pi/\lambda_y$. La transformada de Fourier es una función compleja y se puede separar en dos partes, definiendo la amplitud $|F(\vec{k})|$ y la fase $\theta(\vec{k})$ del espectro como:

$$|F(\vec{k})| = \sqrt{\text{Re}(F(\vec{k}))^2 + \text{Im}(F(\vec{k}))^2} \quad (C.3)$$

$$\theta(\vec{k}) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(F(\vec{k}))}{\text{Re}(F(\vec{k}))} \right) \quad (C.4)$$

La transformada de Fourier tiene varias propiedades importantes que son particularmente útiles. La derivada n -ésima de una función en el dominio del espacio tiene su equivalencia en el dominio frecuencial, como:

$$\frac{\partial^n}{\partial x^n} f(x) \longleftrightarrow (i k)^n F(k) \quad (C.5)$$

Para una función de dos variables:

$$\frac{\partial^n}{\partial x^n} \frac{\partial^m}{\partial y^m} f(x, y) \longleftrightarrow (i k_x)^n (i k_y)^m F(k_x, k_y) \quad (C.6)$$

Índice de figuras

1.1.	Modelo de elevación digital denotando la localización de sismicidad intraplaca (en círculos naranja) entre 0-50 km de profundidad, correspondiendo a un periodo de tiempo de ~ 48 años (International Seismological Centre, EHB Bulletin, http://www.isc.ac.uk/isc-ehb/search/catalogue/). La forma triangular de la cuenca Neuquina se muestra por la zona sombreada. La región de estudio (rectángulo) se localiza en la parte centro-sur de la cuenca de Neuquén.	5
1.2.	Tipos de hidrocarburos en la Formación Vaca Muerta, a través de la cuenca Neuquina (en verde transparente). Las regiones este y sur contienen principalmente petróleo (gris), la región centro-oeste contiene predominantemente gas seco (rojo) y la contenida entre estas dos contiene gas húmedo y condensado (naranja y amarillo), y petróleo volátil (verde). Datos obtenidos de la Secretaría de Energía de la Nación Argentina.	6
1.3.	Modelo de elevación digital detallando la ubicación de cada una de las estaciones, con su nombre y marcador gris, de la red sísmológica local.	8
1.4.	Modificada de Grigoli et al. (2017), Sismicidad inducida o provocada por distintas actividades industriales. La subfigura (a) ilustra el esfuerzo de corte τ , el esfuerzo normal σ y la presión de poro p que actúan sobre un plano de falla. Cuando el esfuerzo de corte que actúa sobre la falla aumenta, o la fuerza de la falla se reduce por una disminución del esfuerzo normal o un incremento de la presión de poro, se puede producir una ruptura, y por lo tanto liberación de energía elástica capaz de generar un sismo. Esto puede ocurrir por ejemplo, en el caso de operaciones de inyección de fluidos en capas permeables porosas en contacto con fallas (b) que pueden incrementar la presión de poro. Otro Ejemplo es cambios de masa/volumen (c) que alteren el estado de esfuerzos normales y/o de corte que actúan sobre una falla, para este caso no es necesario una conexión hidrológica (Ellsworth, 2013). Finalmente durante la fracturación hidráulica (d) se genera sismicidad inducida por las grietas por tracción relacionadas a la inyección de fluido a alta presión en capas de esquistos impermeables.	10

1.5.	Modificada de Grigoli et al. (2017), Artículos científicos sobre sismicidad inducida por año.	11
2.1.	Figura de Ramos et al. (2011). Topografía de la provincia del Neuquén y regiones aledañas donde se puede observar que el macizo andino tiene dos segmentos cordilleranos bien definidos, la Cordillera Principal y la Cordillera Patagónica, cuyos límites se observan entre los 38° y 39° de latitud sur. Se denota con transparencia el área de la cuenca Neuquina. Las estribaciones extrandinas se han agrupado tradicionalmente en el Engolfamiento Neuquino.	16
2.2.	Modelo de elevación digital detallando la ubicación de las principales estructuras publicadas por Silvestro y Zubiri (2008); Cristallini et al. (2009), así como las direcciones de máximo esfuerzo horizontal (Sh max), obtenidos por análisis de ovalización de pozos (borehole breakouts) por Guzmán et al. (2007) y los límites de la Dorsal de Huincul en negro. En celeste se marca el Río Neuquén y los embalses Los Barreales (LB) y Mari Menuco (MM).	20
3.1.	a) Modelo de elevación digital del área de estudio. En triángulos azules, red de estaciones que operó entre 2014 y 2016. En triángulos rojos, red estaciones aumentada que comenzó a operar en julio de 2016. b) Sismómetro siendo orientado y nivelado previo a la instalación. c) Apariencia de una estación finalizada, puede observarse el panel de alimentación solar a un lado de la caja hidrófuga donde se encuentra el registrador y batería. Un poco más alejado puede verse la caja de concreto sellada donde se encuentra el sismómetro.	25
3.2.	Sismómetro de banda muy ancha Trillium 120PA, marca Nanometrics.	27
3.3.	Registrador digital Taurus, marca Nanometrics.	27
3.4.	Esquema de las etapas involucradas en la adquisición de datos sísmicos, desde el movimiento del suelo hasta el archivo miniSEED. El sismómetro registra el movimiento del suelo y genera una tensión. El voltaje se digitaliza entonces en cuentas y finalmente se convierte en miniSEED. (Se traduce como bloques al concepto de blockettes, una forma de agrupar información en paquetes de datos usado en software sísmológico.)	30
3.5.	Diagrama de flujo modificado de Krischer (2015) que detalla el proceso computacional para catálogos de terremotos relocalizando con HypoDD usando el script hypoDDpy.	32
3.6.	Mapa regional del área de estudio con marcadores indicando la base de datos gravimétricos del IGSV.	34

3.7.	Mapa del área de estudio con marcadores indicando los puntos con mediciones gravimétricas del IGSV realizadas en 2020 en la zona de mayor actividad sísmica, la separación media de los puntos estación es de 1.229 km.	34
3.8.	Gravímetro CG-5 Autograv, fabricado por Scintrex.	35
3.9.	Distribución de datos de gravedad terrestres. En escala de color se representa el error entre EGM2008 y los valores medidos en terreno, de anomalía de Bouguer.	37
4.1.	Variación de la relación entre el promedio de corto y largo plazo y la detección de un sismo.	43
4.2.	Determinación de fases para un sismo, visualizando una única estación ubicada a 110 km del epicentro determinado.	46
4.3.	Determinación de fases en rojo para un sismo en SEISAN, usando HYPOCENTER para localizar. En azul se pueden ver las posiciones para las fases de acuerdo al modelo de velocidad utilizado, luego del proceso de localización.	48
4.4.	Flujo de trabajo del software Velest (Kissling et al., 1995). <i>Nota:</i> At: transpuesta de la matriz Jacobiana, A: Matriz Jacobiana, Λ : matriz de amortiguamiento.	52
4.5.	Construcción de un diagrama de Bode a partir de un archivo de respuesta instrumental.	54
4.6.	Diagrama de Bode (respuesta en amplitud y fase), o bien respuesta instrumental del sismómetro Trillium 120PA.	55
4.7.	Ventana de cálculo de Ml en Seisan, donde puede observarse como la máxima amplitud para el canal z ha sido seleccionada.	55
4.8.	Ventana de cálculo de Mw en Seisan, donde puede observarse el espectro de potencia del evento, su ajuste por un modelo de Bode y los parámetros de la amplitud espectral calculados.	56
4.9.	Tomado de Waldhauser y Ellsworth (2000), ilustración del algoritmo de relocalización de terremotos por doble diferencia. Círculos llenos y vacíos representan hipocentros de prueba que están conectados a eventos vecinos por correlaciones cruzadas (líneas sólidas) o por datos de catálogo (líneas punteadas). Para dos eventos i y j , se muestran las localizaciones iniciales (círculos vacíos) y correspondientes vectores de ralentización $\mathbf{s}$ con respecto a dos estaciones k y l . Se indican los caminos de rayos desde las fuentes a las estaciones. En flechas se indican los vectores de relocalización ($\Delta\mathbf{x}$) para eventos i y j obtenidos del set completo de ecuaciones 4.6, y dt es la diferencia de tiempo de viaje entre los eventos i y j observados en la estación k y l , respectivamente.	59
4.10.	Representación gráfica del conjunto de ángulos que definen los planos nodales.	60
4.11.	a) Patrón de radiación de onda P. b) Patrón de radiación de onda S.	61

4.12. a) Diagrama de un mecanismo focal, donde se destacan los 4 cuadrantes separados por los planos nodales. b) Intersección entre la esfera focal y el plano ecuatorial. c) Semiesfera inferior lista para proyección estereográfica sobre el plano ecuatorial. d) Vista 2D del mecanismo de foco.	61
4.13. Geometría del problema. El tensor de Green $\mathbf{G}$ describe la respuesta impulsiva de la Tierra en la estación x_0 para una fuerza de excitación en ξ_0 . El punto fuente es descrito por el tensor momento $\mathbf{M}$ y la función de tiempo fuente h_τ . El movimiento del suelo en la estación, u_t , difiere de la fuente de excitación por el efecto de filtro de la Tierra. La línea azul indica la trayectoria del rayo. El ángulo del rayo i se mide contra la vertical; en la fuente i_0 define el ángulo de despegue. Notar que el sistema de coordenadas global está centrado en la fuente y que la dirección primaria de ambos sistemas está definida por el camino fuente-estación.	63
4.14. Diagrama de flujo del proceso de ejecución de Rapidinv. . . .	64
4.15. Superficie topográfica, geoide y elipsoide.	66
4.16. Gravedad observada y anomalía observada para un ejemplo con topografía, raíz y un cuerpo anómalo en corteza, medidas en topografía.	69
4.17. Anomalía de Aire Libre y anomalía Simple de Bouguer para el mismo ejemplo que el de la figura 4.16.	70
4.18. Hipótesis de Airy.	74
5.1. Variación de la media a cada hora durante un mes completo de registro continuo.	81
5.2. Variación de los valores de la mediana a cada hora durante un mes completo de registro continuo. En general, son gráficas muy similares a las que corresponden a variaciones de las medias.	82
5.3. Evolución en el tiempo de los máximos valores obtenidos durante un mes.	83
5.4. Porcentaje de muestras que llegaron al nivel de saturación durante el período de un mes.	84
5.5. Gráfica de vacío de datos para un mes completo de registro.	85
5.6. Apariciones de ruido impulsivo (impulsos no armónicos) durante un mes de registro.	86
5.7. Cantidad de disparos debido a ruido no impulsivo en un mes.	87
5.8. Serie temporal con máximos valores de relación STA/LTA en un período determinado.	88
5.9. Serie temporal con la variación de la desviación estándar para bajas frecuencias.	90
5.10. Serie temporal con la variación de la desviación estándar para altas frecuencias.	90

5.11. Gráfica 2D donde se muestra la evolución de la señal. Colores cálidos son valores mayores que colores fríos Se expone la extensión y frecuencia de aparición para cada partición del histograma.	92
5.12. Función densidad de probabilidad obtenida mediante la construcción de un histograma para todo el período de análisis. . .	93
5.13. La gráfica muestra uno de los cálculos superpuestos de densidad espectral en potencia realizando la corrección instrumental, para el canal vertical (z).	94
5.14. Espectrograma para un mes completo, para el canal vertical (z). .	95
5.15. Modelo de elevación digital detallando la ubicación de la red sísmológica local (hexágonos grises con nombres de cada estación) y sismicidad (círculos graduados en color por profundidad) para Noviembre de 2015 publicados en (Correa-Otto et al., 2018). Se indican las principales localidades y rasgos geológicos, incluyendo el anticlinal de Añelo (Messenger et al., 2010) en rojo, y los límites de la Dorsal de Huincul en verde. Se detalla con estrellas el evento principal de Noviembre de 2015 como fue localizado por el USGS, INPRES y el IGSV. . .	98
5.16. Modelo de elevación digital detallando la ubicación de la sismicidad registrada entre 2014 y 2016, utilizando el modelo de velocidades 2017 (V17, ver figura 5.20).	100
5.17. Modelo de elevación digital detallando la ubicación de las estaciones de la Red Añelo y de la sismicidad local registrada entre 2014 y 2016, utilizando el modelo de velocidades 2017 (V17, ver figura 5.20).	101
5.18. Modelo de Vp actual, de 17 capas, construido para la región cercana al pueblo de Añelo.	103
5.19. Modelo de Vs actual, de 17 capas, construido para la región cercana al pueblo de Añelo.	103
5.20. Gráfica comparando los 3 modelos de velocidades correspondientes al año 2016 (V16), 2017 (V17) y actual (VA).	104
5.21. Modelo de elevación digital comparando las localizaciones de sismicidad para el periodo 2014-2016 obtenidas con el modelo de velocidad 2017 (V17) contra las obtenidas con el modelo de velocidad final (VA).	105
5.22. Modelo de elevación digital mostrando las localizaciones de sismicidad obtenidas con el modelo de velocidad final (VA, ver figuras 5.18 y 5.19), en la región cercana a la red Añelo. .	107
5.23. Modelo de elevación digital mostrando las localizaciones de sismicidad de magnitud $M_l > 3$, localizada con las 5 estaciones remanentes de la fase 1 entre julio de 2016 y marzo de 2020. .	107
5.24. Modelo de elevación digital mostrando las elipses de error para las localizaciones de sismicidad obtenidas con el modelo de velocidad final entre 2014 y 2020. En rojo, los errores que superan los 30km, en verde los inferiores a 30km.	108

5.25. Modelo de elevación digital mostrando las localizaciones de sismicidad obtenidas con el modelo de velocidad final (VA) entre 2014 y 2020.	109
5.26. Perfil Oeste-Este en el cual se ha proyectado toda la sismicidad de la figura 5.25, las barras horizontales y verticales representan los errores en longitud y profundidad, respectivamente. Pi corresponde al punto de inicio del perfil (38°S,72°O) y Pf corresponde al punto final del perfil (38°S,68°O).	109
5.27. Modelo de elevación digital mostrando las localizaciones de sismicidad alrededor de la red de estaciones y sus magnitudes locales M_l entre 2014 y 2016.	111
5.28. Modelo de elevación digital mostrando las localizaciones de sismicidad y sus magnitudes locales M_l entre 2014 y 2020. . .	112
5.29. Histograma de las magnitudes locales M_l entre 2014 y 2020. .	112
5.30. Parámetros del cálculo y ejecución del software hypoDD. . .	114
5.31. Modelo de elevación digital mostrando las localizaciones de sismicidad obtenidas con Hypocenter (modelo de velocidad 2016) contra las relocalizaciones obtenidas con hypoDD (modelo final).114	
5.32. Modelo de elevación digital mostrando las localizaciones de sismicidad obtenidas con Hypocenter (modelos de velocidades 2016 y final), contra las relocalizaciones obtenidas con hypoDD (modelo final).	115
5.33. Mecanismo Focal Compuesto para el terremoto del 19 de Noviembre de 2015 y sus réplicas. Las 24 lecturas de polaridad usadas para calcular la solución se muestran como triángulos para valores negativos y como círculos para valores positivos. .	117
5.34. Mecanismos Focales obtenidos para los principales sismos tectónicos.	117
5.35. Localización de los mecanismos focales obtenidos.	118
5.36. Diagrama del proceso de inversión para obtener el tensor momento completo.	119
5.37. Archivo de salida de Rapidinv para el paso 1 de la inversión, obtención del modelo de doble cupla de una fuente puntual, por ajuste de espectro de amplitud	120
5.38. Archivo de salida de Rapidinv para el paso 1b de la inversión, obtención del tensor momento por ajuste de espectro de amplitud	121
5.39. Archivo de salida final de Rapidinv para el paso 2 de la inversión, obtención del tensor momento completo, por inversión de forma de onda, y su posterior descomposición en términos DC, CLVD y ISO.	123
6.1. Modelo de gravedad EGM2008 con corrección topográfica. . .	127
6.2. Anomalía Regional de Gravedad obtenida por prolongación ascendente a 40 km de altura.	127
6.3. Anomalía Residual del Modelo de gravedad EGM2008. . . .	128

6.4.	Anomalía Residual final de la totalidad de los datos disponibles que presentaron menor error.	129
6.5.	Gradiente vertical de la anomalía residual de Bouguer para la grilla EGM2008.	130
6.6.	Tilt obtenida de la anomalía residual del modelo de grilla final.	131
6.7.	Modelo de Moho por inversión gravimétrica obtenido de Uieda y Barbosa (2017). Se presenta la sismicidad registrada, las curvas isoconductivas interpretadas por Burd et al. (2014) y las Zonas de Falla interpretadas por Dzierma et al. (2012b).	133
6.8.	Profundidad del Modelo de Moho local para el área de estudio obtenido por Uieda y Barbosa (2017).	134
6.9.	Fábrica del gradiente vertical de gravedad (Tzz) en vectores negros. Se presenta además la roseta de la fábrica del área central, delimitada por rectángulo rojo. Con círculo gris se indica el pueblo de Sauzal Bonito, ubicado aproximadamente 40 km al SO de Añelo.	136
7.1.	Se muestra la cobertura de la red original de 11 estaciones en gris, y en naranja las 5 estaciones remanentes de la primer etapa. Se agrega detalle de bloques de licencias de explotación petrolera y pozos de shale en rojo y de tight en azul.	139
7.2.	Se muestra la cobertura de la red original de 11 estaciones en gris, y en naranja las 5 estaciones remanentes de la primer etapa. Se agrega detalle de bloques de licencias de explotación petrolera (en distintos colores) y trazado de rayos desde fuentes sísmicas significativas hacia estaciones sismológicas.	140
7.3.	Se muestra la cobertura de la red original de 11 estaciones en gris, y en naranja las 5 estaciones remanentes de la primer etapa. Se agrega trazado de rayos desde fuentes sísmicas significativas hacia estaciones sismológicas y base de datos gravimétrica con cruces grises.	141
7.4.	Tilt obtenida de la anomalía residual del modelo EGM2008. Se trazaron sobre los valores positivos, las alineaciones más destacadas. En líneas de trazos de color marrón se grafica la geometría de la dorsal de Huincul según lo manifestado por Ramos (1984).	142
7.5.	Modelo de Moho por inversión gravimétrica obtenido en este trabajo. Se grafica la sismicidad registrada (sismicidad final, ver figura 5.25) y la geometría de la dorsal de Huincul (líneas negras a trazos).	142

- 7.6. Carta de anomalía residual de Bouguer y terremotos corticales (durante noviembre 2015) para el área de estudio. Se marca la Dorsal de Huincul con líneas de trazo negras. El terremoto del 19/11/15 y sus réplicas se encierran en un recuadro negro. Se pueden ver los efectos gravimétricos profundos de las raíces Andinas a lo largo del límite Argentina-Chile. Estas anomalías corresponden al color azul en la escala de valores, que llegan hasta -95 mGal. 143
- 7.7. Gradiente vertical (Tzz) de la anomalía de gravedad y terremotos corticales (durante noviembre 2015) para el área de estudio. Se marca la Dorsal de Huincul con líneas de trazo negras. El terremoto del 19/11/15 y sus réplicas se encierran en un recuadro negro. Principales estructuras en la Dorsal tomadas de Silvestro y Zubiri (2008) se grafican en blanco. Hay una gran concordancia entre los bordes y dirección de las anomalías y las estructuras. 143
- 7.8. Carta de Tilt de la anomalía de gravedad y terremotos corticales (durante noviembre 2015) para el área de estudio. Se marca la Dorsal de Huincul con líneas de trazo negras. El terremoto del 19/11/15 y sus réplicas se encierran en un recuadro negro. Las concordancia entre eventos superficiales y valores altos de radianes, y entre hipocentros profundos y valores bajos de radianes se puede observar sobre todo en el sector occidental del mapa. 144
- 7.9. Principales estructuras geológicas tomadas de (Silvestro y Zubiri, 2008), direcciones de Sh Max de (Guzmán et al., 2007), sismicidad cortical local Registrada en Noviembre de 2015 y mecanismo focal mostrando el desplazamiento dextral del plano de falla interpretado de rumbo 63°N. Se muestran también los lagos de los embalses Los Barreales (LB) y Mari Menuco (MM), como también los anticlinales Chihuidos sur y Añelo. 145
- 7.10. Sismicidad con errores (en latitud, longitud y profundidad) menores a 30 km registrada para esta tesis. Se denota con flechas verdes el Dorso de los Chihuidos, con flecha roja el Anticlinal de Añelo, con líneas negras de trazo la dorsal de Huincul, con línea de guiones amarilla el Depocentro de Añelo, con gris estructuras reconocidas por Silvestro y Zubiri (2008), con negro y blanco estructuras reconocidas por Cristallini et al. (2009). 146
- 7.11. Perfil del grupo de sismicidad a) subgrupos 1 a 4 (Fig. 7.10). Arriba vista 3D, abajo vista en 2D. 147
- 7.12. Perfil del grupo de sismicidad b) (Fig. 7.10). Se representa una plano que atraviesa el área, siguiendo la tendencia SO-NE observada en planta, y según la profundidad de los eventos. 148

7.13. Perfil del grupo de sismicidad c) (Fig. 7.10). Arriba vista 3D, abajo vista en pseudo-2D. Se agrega flecha de dirección para ayudar a la interpretación.	149
7.14. Se presenta la sismicidad en el área de estudio, resaltando los grupos indicados como a) círculos rojos y b) círculos amarillos. Sobre ésta sismicidad, se grafican los autovalores y autovectores obtenidos de T_{zz} (sección 6.5, Fig. 6.9) y las principales alineaciones de éstos (en flechas azules), a los que se les asignó una numeración para identificarlos del 1 al 7. VFZ: Valdivia Fault Zone, Zona de Falla de Valdivia.	151
7.15. Carta de anomalías de Bouguer, sismicidad registrada y mecanismos focales. Se grafican principales estructuras reconocidas en la zona (Silvestro y Zubiri, 2008; Cristallini et al., 2009), anticlinal de Añelo (Messenger et al., 2010) en rojo, Dorso de los Chihuidos en Verde, Dorsal de Huincul en líneas de trazos verde, Depocentro de Añelo en Amarillo. En líneas azules, estructuras interpretadas con carta de Tilt, en líneas de trazo blancas zonas de transferencia interpretadas y en líneas de trazo negras, cambios de gradiente gravimétrico de interés. Se seleccionan 10 áreas marcadas desde a hasta j, para estudiarlas en detalle, y se presentan en las siguientes figuras 7.16, 7.17, 7.18 y 7.19.	153
7.16. Acercamientos de la figura 7.15 de las zonas de interés, al noreste del pueblo de Añelo. a) Arriba a la izquierda. b) Arriba a la derecha. c) Abajo.	154
7.17. Acercamientos de la figura 7.15 de las zonas de interés, al oeste del pueblo de Añelo. d) Arriba a la izquierda. e) Arriba a la derecha. f) Abajo.	155
7.18. Acercamientos de la figura 7.15 de las zonas de interés, al suroeste del pueblo de Añelo. g) Izquierda, mecanismos focales obtenidos al este de la zona de transferencia cercana a Añelo. h) Derecha, mecanismo focal para el evento del 19 de noviembre de 2015.	156
7.19. Acercamientos de la figura 7.15 de las zonas de interés, al oeste del pueblo de Añelo. i) Izquierda, cercano al Dorso de los Chihuidos. j) Derecha, en el frente cordillerano Andino.	156
7.20. Carta de sismicidad registrada. Se grafican principales estructuras reconocidas en la zona en gris por Silvestro y Zubiri (2008), en negro por Cristallini et al. (2009) y esfuerzos S_h máximos en naranja (Guzmán et al., 2007). En azul se grafican estructuras interpretadas de la figura 7.4 que coinciden con sismicidad, gradientes de anomalías gravimétricas y dirección de fábrica de T_{zz}	158

7.21. Producción de hidrocarburos no convencionales, shale y tight, en la Cuenca Neuquina, para la provincia de Neuquén reportada a la Secretaría de Energía Argentina. Se correlaciona con la frecuencia acumulada de sismicidad coincidente con pozos de shale y tight.	161
7.22. Modelo de elevación digital, donde se muestran los pozos de shale en rojo y de tight en azul obtenidos de la Secretaría de Energía Argentina. Se muestra también la sismicidad registrada por el experimento (sismicidad final, ver figura 5.25). . . .	162
7.23. Distribución de fluidos de la Formación Vaca Muerta, donde se muestran los pozos de shale en rojo y de tight en azul obtenidos de la Secretaría de Energía Argentina. Se muestra también la sismicidad registrada por el experimento (sismicidad final, ver figura 5.25).	162
7.24. Tensor Momento descompuesto en sus términos de doble cupla (DC), isotrópicos (ISO) y dipolo vectorial lineal compensado (CLVD).	165
8.1. Vista regional del área de estudio. Se grafican las principales estructuras al Norte y al sur de la Dorsal de Huincul (delimitada en verde). En flechas naranjas se marcan los lineamientos predominantes de las estructuras de la Dorsal determinados por la sismicidad y fábrica de gradiente de anomalías gravimétricas.	168
8.2. Mapa final del área de estudio, se grafican: estructuras de Cristallini et al. (2009) en líneas llenas negras y blancas, estructuras de Silvestro y Zubiri (2008) en gris, dirección de máximos esfuerzos horizontales de Guzmán et al. (2007) en naranja. Se muestra la Dorsal de Huincul en línea de trazos verde, el Depocentro de Añelo en amarillo, el Anticlinal de Añelo (Messenger et al., 2010) en flecha roja, Dorso de los Chihuidos en flechas verdes. Se muestran los resultados obtenidos en esta tesis: las anomalías gravimétricas, la sismicidad registrada, los mecanismos focales obtenidos, las estructuras interpretadas de métodos de realce gravimétricos en líneas llenas azules. Por otro lado, también estructuras adicionales supuestas en base a estudios puntuales en líneas de trazo negras y blancas, además las principales direcciones de los esfuerzos dominantes en la Dorsal de Huincul en flechas naranja.	169
B.1. Derivación de la tercera identidad de Green. El punto P está dentro de la superficie S , pero está excluido de la región R . El ángulo dQ , es el ángulo sólido subtendido por dS en el punto P .	178

Índice de Tablas

4.1. Valoración asignada a la incertidumbre (en segundos) en la determinación de primeros arribos.	46
4.2. Modelo promedio global de parámetros físicos para cortezas continentales.	50
5.1. Sismicidad local detectada por la red Añelo (Fig. 5.15) en un periodo de 40 días alrededor del día del evento principal de Noviembre del 2015. Los eventos marcados con * son el evento principal y sus 3 réplicas. Estas localizaciones se obtuvieron con el anterior modelo de velocidad que se usaba en el 2016 (V16, ver figura 5.20).	99
5.2. Magnitud local calculada para el evento principal 7* y sus réplicas 8* y 9* en Correa-Otto et al. (2018). Se indica el número de fases donde se determinaron tiempos de primeros arribos claros.	110
5.3. Planos Nodales obtenidos a través de la solución del mecanismo focal del terremoto del 19 de Noviembre de 2015. Todos los valores están dados en grados. Se muestra la incertidumbre en el rumbo de cada plano.	116

Bibliografía

- Abdelrahman, E., Bayoumi, A., Abdelhady, Y., Gobashy, M., y El-Araby, H. (1989). Gravity interpretation using correlation factors between successive least-squares residual anomalies. *Geophysics*, 54(12):1614–1621.
- Agurto-Detzel, H., Assumpção, M., Bianchi, M., y Pirchiner, M. (2017). Intraplate seismicity in mid-plate South America: correlations with geophysical lithospheric parameters. *Geological Society, London, Special Publications*, 432(1):73–90.
- Airy, G. B. (1855). On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 145:101–104.
- Aki, K. y Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology: Theory and methods*. W.H. Freeman, San Francisco, CA, Second edition.
- Alvarez, O., Gimenez, M., Martinez, M., Klinger, F. L., y Braitenberg, C. (2015). New insights into the Andean crustal structure between 32 and 34 S from GOCE satellite gravity data and EGM2008 model. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1):183–202.
- Álvarez, O., Klinger, F. L., Gimenez, M., Ruiz, F., y Martinez, P. (2016). Density and Thermal Structure of the Southern Andes and Adjacent Foreland from 32 to 55 S Using Earth Gravity Field Models. In *Growth of the Southern Andes*, pages 9–31. Springer.
- Amante, C. y Eakins, B. W. (2009). ETOPO1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis.
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., y Julià, J. (2013). Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, 609:82–96.
- Astort, A., Colavitto, B., Sagripanti, L., García, H., Echaurren, A., Soler, S., Ruíz, F., y Folguera, A. (2019). Crustal and mantle structure beneath the southern Payenia Volcanic Province using gravity and magnetic data. *Tectonics*, 38(1):144–158.

- Atkinson, G. M., Eaton, D. W., Ghofrani, H., Walker, D., Cheadle, B., Schultz, R., Shcherbakov, R., Tiampo, K., Gu, J., Harrington, R. M., et al. (2016). Hydraulic fracturing and seismicity in the western Canada sedimentary basin. *Seismological research letters*, 87(3):631–647.
- Atkinson, G. M., Eaton, D. W., y Igonin, N. (2020). Developments in understanding seismicity triggered by hydraulic fracturing. *Nature Reviews Earth & Environment*, pages 1–14.
- Badessich, M. F., Hryb, D. E., Suarez, M., Mosse, L., Palermo, N., Pichon, S., y Reynolds, L. (2016). Vaca Muerta Shale—Taming a Giant. *Oilfield Review*, 28(1).
- Baranova, V., Mustaqeem, A., y Bell, S. (1999). A model for induced seismicity caused by hydrocarbon production in the Western Canada Sedimentary Basin. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36(1):47–64.
- Barthelmes, F. (2009). Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models. [http://publications.iass-potsdam.de/pubman/item/escidoc_104132\(3\):0902-2](http://publications.iass-potsdam.de/pubman/item/escidoc_104132(3):0902-2).
- Beiki, M. y Pedersen, L. B. (2010). Eigenvector analysis of gravity gradient tensor to locate geologic bodies. *Geophysics*, 75(6):I37–I49.
- Bell, J. y Babcock, E. (1986). The stress regime of the Western Canadian Basin and implications for hydrocarbon production. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 34(3):364–378.
- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., y Wassermann, J. (2010). ObsPy: A Python toolbox for seismology. *Seismological Research Letters*, 81(3):530–533.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge university press.
- Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., y Wigger, P. (2002). The Southern Andes between 36 and 40 S latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics*, 356(4):275–289.
- Bomfim, E., Braitenberg, C., y Molina, E. (2013). Mutual evaluation of global gravity models (EGM2008 and GOCE) and terrestrial data in Amazon Basin, Brazil. *Geophysical Journal International*, 195(2):870–882.
- Bracaccini, I. (1970). Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(2):275–282.
- Branellec, M., Niviere, B., Callot, J.-P., Regard, V., y Ringenbach, J.-C. (2016). Evidence of active shortening along the eastern border of the San Rafael basement block: characterization of the seismic source of the

-
- Villa Atuel earthquake (1929), Mendoza province, Argentina. *Geological Magazine*, 153(5-6):911–925.
- Bruns, H. (1878). Die figur der erde. *Berlin, P. Stankiewicz, 1878*.
- Bufo, E., Pro, C., Cesca, S., Udías, A., y Del Fresno, C. (2011). The 2010 Granada, Spain, deep earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(5):2418–2430.
- Burd, A., Booker, J., Mackie, R., Favetto, A., y Pomposiello, M. C. (2014). Three-dimensional electrical conductivity in the mantle beneath the Payún Matrú Volcanic Field in the Andean backarc of Argentina near 36.5 S: Evidence for decapitation of a mantle plume by resurgent upper mantle shear during slab steepening. *Geophysical Journal International*, 198(2):812–827.
- Caineng, Z., ZHANG, G., Zhi, Y., Shizhen, T., Lianhua, H., Rukai, Z., Xuanjun, Y., Qiquan, R., Denghua, L., y Zhiping, W. (2013). Concepts, characteristics, potential and technology of unconventional hydrocarbons: On unconventional petroleum geology. *Petroleum Exploration and Development*, 40(4):413–428.
- Cesca, S. y Grigoli, F. (2015). Full waveform seismological advances for microseismic monitoring. In *Advances in Geophysics*, volume 56, pages 169–228. Elsevier.
- Cesca, S. y Heimann, S. (2013). A practical on moment tensor inversion using the Kiwi tools. *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)*, 2:1–24.
- Cesca, S., Heimann, S., y Dahm, T. (2011). Rapid directivity detection by azimuthal amplitude spectra inversion. *Journal of seismology*, 15(1):147–164.
- Cesca, S., Heimann, S., Stammer, K., y Dahm, T. (2010). Automated procedure for point and kinematic source inversion at regional distances. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B6).
- Cesca, S., Rohr, A., y Dahm, T. (2013). Discrimination of induced seismicity by full moment tensor inversion and decomposition. *Journal of seismology*, 17(1):147–163.
- Chapman, C. A. (1952). A new quantitative method of topographic analysis. *American Journal of Science*, 250(6):428–452.
- Chotin, P. (1976). Essai d'interprétation du Bassin Andin chiléno-argentin mésozoïque en tant que bassin marginal. *Ann. Soc. Geol. Nord*, 96:177–184.
- Clarke, H., Eisner, L., Styles, P., y Turner, P. (2014). Felt seismicity associated with shale gas hydraulic fracturing: The first documented example in Europe. *Geophysical Research Letters*, 41(23):8308–8314.

- Cobbold, P. y Rossello, E. (2003). Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 20(5):429–443.
- Correa-Otto, S., Nacif, S., Pesce, A., Nacif, A., Gianni, G., Furlani, R., Giménez, M., y Francisco, R. (2018). Intraplate seismicity recorded by a local network in the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 87:211–220.
- Cristallini, E. O., Tomezzoli, R. N., Pando, G., Gazzera, C., Martinez, J. M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S., y Zambrano, O. (2009). Controles Precuyanos en la estructura de Cuenca Neuquina.
- Custodio, S., Cesca, S., y Heimann, S. (2012). Application to the 2007 Mw 5.9 horseshoe abyssal plain, offshore SW Iberia, earthquake. *Bull. seism. Soc. Am*, 102:361–376.
- Dahm, T. y Krüger, F. (2014). Moment tensor inversion and moment tensor interpretation. In *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, pages 1–37. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Davis, S. D. y Frohlich, C. (1993). Did (or will) fluid injection cause earthquakes?-criteria for a rational assessment. *Seismological Research Letters*, 64(3-4):207–224.
- Dean, W. C. (1958). Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics*, 23(1):97–127.
- Déruelle, B., Chotin, P., y Giret, A. (1978). Une vision synoptique des liaisons volcano—structurales dans la marge active Andine: L'exemple de la region d'Atacama Chili, 21—25o s. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 2.
- Duncan Peter, M. y Eisner, L. (2010). Reservoir characterization using surface microseismic monitoring. *Geophysics*, 75(5):139–146.
- Dusseault, M. y McLennan, J. (2011). Massive multistage hydraulic fracturing: Where are we. In *45th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium*.
- Dzierma, Y., Rabbel, W., Thorwart, M., Koulakov, I., Wehrmann, H., Hoernle, K., y Comte, D. (2012a). Seismic velocity structure of the slab and continental plate in the region of the 1960 Valdivia (Chile) slip maximum—Insights into fluid release and plate coupling. *Earth and Planetary Science Letters*, 331:164–176.
- Dzierma, Y., Thorwart, M., Rabbel, W., Siegmund, C., Comte, D., Bataille, K., Iglesia, P., y Prezzi, C. (2012b). Seismicity near the slip maximum of the 1960 Mw 9.5 Valdivia earthquake (Chile): Plate interface lock and reactivation of the subducted Valdivia Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B6).

-
- Eaton, D. W. (2018). *Passive seismic monitoring of induced seismicity: Fundamental principles and application to energy technologies*. Cambridge University Press.
- Ellsworth, W. L. (2013). Injection-induced earthquakes. *Science*, 341(6142):1225942.
- Feng, M., Van der Lee, S., y Assumpção, M. (2007). Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B4).
- Folguera, A., Bottesi, G., Zapata, T., y Ramos, V. A. (2008). Crustal collapse in the Andean backarc since 2 Ma: Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes (36°40'–37°30' S). *Tectonophysics*, 459(1):140–160.
- Folguera, A. y Ramos, V. (2000). Control estructural del volcán Copahue (38°S–71°O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36–39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(3):229–244.
- Folguera, A. y Ramos, V. A. (2011). Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4):531–546.
- Folguera, A., Tašárová, Z. A., Götze, H.-J., Vera, E. R., Giménez, M., y Ramos, V. (2012). Retroarc extension in the last 6 Ma in the South-Central Andes (36°S–40°S) evaluated through a 3-D gravity modelling. *Journal of South American Earth Sciences*, 40:23–37.
- Franzese, J. R. y Spalletti, L. A. (2001). Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(3):257–270.
- Frechet, J. (1985). Sismogenèse et doublets sismiques. Tesis de Doctorado.
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P. R., Ruffet, G., y de Bremond D'Ars, J. (2007). Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics*, 26(4).
- Geiger, L. (1910). Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten, Nachrichten der K. Gesellschaft der Wissenschaften zu Gottingen. *Math.-Phys. Klasse*, pages 331–349.
- Giambiagi, L., Spagnotto, S., Moreiras, S., Gómez, G., Stahlschmidt, E., y Mescua, J. (2015). Three-dimensional approach to understanding the relationship between the Plio-Quaternary stress field and tectonic inversion in the Triassic Cuyo Basin, Argentina. *Solid Earth*, 6(2):747.

- Jimenez, M. E., Martinez, M. P., Jordan, T., Ruiz, F., y Lince Klinger, F. (2009). Gravity characterization of the La Rioja valley basin, Argentina. *Geophysics*, 74(3):B83–B94.
- Giuliano, A., Crisafulli, F., Balasch, E., Delle Donne, R., y Camps, J. (2018). Reglamento argentino para construcciones sismorresistentes. Parte I : Construcciones en general. *Reglamento INPRES-CIRSOC*, 103.
- Grigoli, F., Cesca, S., Priolo, E., Rinaldi, A. P., Clinton, J. F., Stabile, T. A., Dost, B., Fernandez, M. G., Wiemer, S., y Dahm, T. (2017). Current challenges in monitoring, discrimination, and management of induced seismicity related to underground industrial activities: A European perspective. *Reviews of Geophysics*, 55(2):310–340.
- Guth, P. (1995). Slope and aspects calculations on gridded digital elevation models: examples from a geomorphometric toolbox for personal computers. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband*, (101):31–52.
- Guth, P. (2007). MicroDEM. URL: <http://www.usna.edu/Users/oceano/pguth/website/MICRODEM.htm>, 29(2007):2007.
- Guth, P. L. (1999). Quantifying topographic fabric: Eigenvector analysis using digital elevation models. In *27th AIPR Workshop: Advances in Computer-Assisted Recognition*, volume 3584, pages 233–241. International Society for Optics and Photonics.
- Guzmán, C., Cristallini, E., y Bottesi, G. (2007). Contemporary stress orientations in the Andean retroarc between 34 S and 39 S from borehole breakout analysis. *Tectonics*, 26(3).
- Guzmán, C. G. y Cristallini, E. O. (2009). Contemporary stress orientations from borehole breakout analysis in the southernmost flat-slab boundary Andean retroarc (32° 44' and 33° 40' S). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B2).
- Hackney, R., Featherstone, W., y Götze, H.-J. (2004). Regional? residual gravity field separation in the Central Andes using global geopotential models. *ASEG Extended Abstracts*, 2004(1):1–4.
- Hanks, T. C. y Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5):2348–2350.
- Havskov, J. y Ottemoller, L. (2001). SEISAN: The earthquake software.
- Havskov, J. y Ottemöller, L. (2008). Processing earthquake data. *Book in preparation, preliminary version at SEISAN web site fall*.
- Healy, J., Rubey, W., Griggs, D., y Raleigh, C. (1968). The denver earthquakes. *Science*, 161(3848):1301–1310.

-
- Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K., y Ziegler, M. (2016). World Stress Map 2016. *Science*, 277:1956–1962.
- Heimann, S. (2011). A robust method to estimate kinematic earthquake source parameters.
- Henderson, R. G. (1970). On the validity of the use of the upward continuation integral for total magnetic intensity data. *Geophysics*, 35(5):916–919.
- Hofmann-Wellenhof, B. y Moritz, H. (2006). *Physical geodesy*. Springer Science & Business Media.
- Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A., y Veiga, G. D. (2005). The Neuquén basin: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1):1–14.
- Hutton, L. y Boore, D. M. (1987). The ML scale in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(6):2074–2094.
- Janak, J. y Sprlak, M. (2006). New software for gravity field modelling using spherical harmonic. *Geodetic and Cartographic Horizon*, 52:1–8.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., y Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2):125–131.
- Kennett, B. L., Engdahl, E., y Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1):108–124.
- Keranen, K. M., Savage, H. M., Abers, G. A., y Cochran, E. S. (2013). Potentially induced earthquakes in Oklahoma, USA: Links between wastewater injection and the 2011 Mw 5.7 earthquake sequence. *Geology*, 41(6):699–702.
- Kissling, E., Kradolfer, U., y Maurer, H. (1995). Program VELEST user's guide-Short Introduction. *Institute of Geophysics, ETH Zurich*.
- Koike, K., Nagano, S., y Kawaba, K. (1998). Construction and analysis of interpreted fracture planes through combination of satellite-image derived lineaments and digital elevation model data. *Computers & Geosciences*, 24(6):573–583.
- Kostadinoff, J., Gregori, D. A., y Raniolo, A. (2005). Configuración geofísica-geológica del sector norte de la provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(2):368–376.
- Krischer, L. (2015). hypoDDpy: hypoDDpy 1.0. *Zenodo*.
- Lagos, S. R. (2019). Herramientas alternativas para el procesamiento y análisis de señales microsísmicas. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional de La Plata.

- Langenbruch, C., Ellsworth, W. L., Woo, J.-U., y Wald, D. J. (2020). Value at induced risk: Injection-induced seismic risk from low-probability, high-impact events. *Geophysical Research Letters*, 47(2):e2019GL085878.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z., y Pasyanos, M. (2013). Update on CRUST1.0—A 1-degree global model of Earth's crust. In *Geophys. Res. Abstr.*, volume 15, page 2658.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. (1989). Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). In *Cuencas sedimentarias argentinas*, volume 6, pages 221–243. Universidad Nacional de Tucumán San Miguel de Tucumán.
- Lei, X., Wang, Z., y Su, J. (2019). The December 2018 ML 5.7 and January 2019 ML 5.3 earthquakes in south Sichuan basin induced by shale gas hydraulic fracturing. *Seismological Research Letters*, 90(3):1099–1110.
- Li, X. y Götze, H.-J. (2001). Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*, 66(6):1660–1668.
- Lienert, B. R., Berg, E., y Frazer, L. N. (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3):771–783.
- Lienert, B. R. y Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters*, 66(5):26–36.
- Maxwell, S. (2014). *Microseismic imaging of hydraulic fracturing: Improved engineering of unconventional shale reservoirs*. Society of Exploration Geophysicists.
- Maxwell, S. C., Rutledge, J., Jones, R., y Fehler, M. (2010). Petroleum reservoir characterization using downhole microseismic monitoring. *Geophysics*, 75(5):75A129–75A137.
- Mayer-Guerr, T. (2015). The combined satellite gravity field model GO-CO05s. *EGUGA*, page 12364.
- Mayer-Gürr, T. (2007). ITG-Grace03s: The latest GRACE gravity field solution computed in Bonn. In *Joint International GSTM and DFG SPP Symposium*, volume 15.
- McGarr, A. (1991). On a possible connection between three major earthquakes in California and oil production. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(3):948–970.
- McNamara, D. E. y Buland, R. P. (2004). Ambient noise levels in the continental United States. *Bulletin of the seismological society of America*, 94(4):1517–1527.

-
- Messenger, G., Nivière, B., Lacan, P., Hervouët, Y., y Xavier, J.-P. (2014). Plio-Quaternary thin-skinned tectonics along the crustal front flexure of the southern Central Andes: a record of the regional stress regime or of local tectonic-driven gravitational processes? *International Journal of Earth Sciences*, 103(3):929–951.
- Messenger, G., Nivière, B., Martinod, J., Lacan, P., y Xavier, J.-P. (2010). Geomorphic evidence for Plio-Quaternary compression in the Andean foothills of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Tectonics*, 29(4).
- Mirónov, V. S. (1977). *Curso de prospección gravimétrica*. Reverte.
- Moritz, H. (1980). Geodetic reference system 1980. *Bulletin géodésique*, 54(3):395–405.
- Mosquera, A. y Ramos, V. A. (2005). Intraplate foreland deformation in the Neuquen embayment. In *V Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata, Argentina (archivos electrónicos)*.
- Mosquera, A., Ramos, V. A., y Kay, S. (2006). Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 407:97.
- Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V. A., Alarcón, M., y Zubiri, M. (2011). La estructura de la Dorsal de Huincul. *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, pp. 385e397. Buenos Aires*.
- Newton, I. (1833). *Philosophiae naturalis principia mathematica*, volume 2. typis A. et JM Duncan.
- Nicholson, C. y Wesson, R. L. (1992). Triggered earthquakes and deep well activities. *Pure and applied Geophysics*, 139(3-4):561–578.
- Pacino, M. y Introcaso, A. (1987). Regional anomaly determination using the upwards-continuation method. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 29(114):113–122.
- Pángaro, F., Martinez, R., Sattler, F., y Bettini, F. (2011a). Chapter 36: El Flanco Oriental. In *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén*, pages 407–418.
- Pángaro, F., Martínez, R., Sattler, F., y Bettini, F. (2011b). El Bajo de Añelo. In *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: 18º Congreso Geológico Argentino, Relatorio*, pages 399–405.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., y Factor, J. K. (2008). An earth gravitational model to degree 2160: EGM2008. *EGU General Assembly*, 2008(4):4–2.

- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., y Factor, J. K. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of geophysical research: solid earth*, 117(B4).
- Pike, R. J., Acevedo, W., y Card, D. H. (1989). Topographic grain automated from digital elevation models. In *Proceedings, Auto-Carto*, volume 9, pages 128–137.
- Pike, R. J. y Thelin, G. P. (1989). Cartographic analysis of US topography from digital data. In *Proc. Int. Symp. on Computer Assisted Cartography, Auto-Carto*, volume 9, pages 2–7.
- Poupinet, G., Ellsworth, W., y Frechet, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras Fault, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7):5719–5731.
- Pujol, J. (1992). Joint hypocentral location in media with lateral velocity variations and interpretation of the station corrections. *Physics of the earth and planetary interiors*, 75(1-3):7–24.
- Raghavan, V., Wadatsumi, K., y Masumoto, S. (1993). Automatic extraction of lineament information from satellite images using digital elevation data. *Nonrenewable Resources*, 2(2):148–155.
- Ramos, V. (1978). Estructura. In *En: Rolleri, E.O. (Ed.): Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén, 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Relatorio 9-24. Buenos Aires*.
- Ramos, V. (1984). Patagonia: un continente paleozoico a la deriva? In *9° Congreso Geológico Argentino, SC Bariloche, Buenos Aires, 1984*, pages 311–325.
- Ramos, V. (1998). Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, cuenca Neuquina, Argentina. In *Congreso Latinoamericano de Geología*, volume 10, pages 105–110.
- Ramos, V. A. (2008). Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, 26(3):235–251.
- Ramos, V. A., Folguera, A., y García Morabito, E. (2011). Las provincias geológicas del Neuquén. In *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio 18º Congreso Geológico Argentino, Neuquén*, pages 317–326.
- Ramos, V. A., Naipauer, M., Leanza, H. A., y Sigismondi, M. E. (2019). The Vaca Muerta Formation of the Neuquén Basin: An Exceptional Setting along the Andean Continental Margin.
- Richards, P. G. y Aki, K. (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods*. Freeman.

-
- Sagripanti, L., Vera, E. A. R., Gianni, G. M., Folguera, A., Harvey, J. E., Farías, M., y Ramos, V. A. (2015). Neotectonic reactivation of the western section of the Malargüe fold and thrust belt (Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes). *Geomorphology*, 232:164–181.
- Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H., Garcia, E., y Francis, R. (2014). New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, 346(6205):65–67.
- Sen, A. T., Cesca, S., Bischoff, M., Meier, T., y Dahm, T. (2013). Automated full moment tensor inversion of coal mining-induced seismicity. *Geophysical Journal International*, 195(2):1267–1281.
- Shemeta, J. y Anderson, P. (2010). It's a matter of size: Magnitude and moment estimates for microseismic data. *The Leading Edge*, 29(3):296–302.
- Sigismondi, M. E. (2011). El estiramiento cortical de la Cuenca Neuquina: Modelo de cizalla simple. In *18th Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Abstracts: Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)*, Buenos Aires, volume 1, pages 858–859.
- Sigismondi, M. E. (2012). Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Tesis de Doctorado, Ph. D. Thesis, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 1-367.
- Sigismondi, M. E., Martínez, P., Castiglione, B., Ruiz, F., y Giménez, M. (2011). MÉTODOS DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICOS APLICADOS AL ANÁLISIS DE CUENCAS SEDIMENTARIAS. In *18th Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Abstracts: Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)*, Buenos Aires, volume 1, pages 858–859.
- Šílený, J., Hill, D. P., Eisner, L., y Cornet, F. H. (2009). Non-double-couple mechanisms of microearthquakes induced by hydraulic fracturing. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B8).
- Silvestro, J. y Zubiri, M. (2008). Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la dorsal Neuquina (39°s)-Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(1):49–64.
- Simpson, D. W. y Leith, W. (1985). The 1976 and 1984 Gazli, USSR, earthquakes—Were they induced? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(5):1465–1468.
- Snoke, J. (1989). Earthquake Mechanisms, Encyclopedia of Geophysics (DE James, Ed.).
- Somigliana, C. (1930). *Sul campo gravitazionale esterno del geoide ellissoide*.

- Stein, S. y Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.
- Stokes, G. G. (1849). On the variation of gravity on the surface of the Earth. *Trans. Camb. Phil. Soc.*, 8:672–695.
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Ries, J. C., Thompson, P. F., y Watkins, M. M. (2004). GRACE measurements of mass variability in the Earth system. *Science*, 305(5683):503–505.
- Telford, W. M., Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. E., y Sheriff, R. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge university press.
- Trnkoczy, A. (2009). Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger algorithm. In *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)*, pages 1–20. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Uieda, L. y Barbosa, V. C. (2017). Fast nonlinear gravity inversion in spherical coordinates with application to the South American Moho. *Geophysical Journal International*, 208(1):162–176.
- Uieda, L., Barbosa, V. C., y Braitenberg, C. (2016). Tesseroids: Forward-modeling gravitational fields in spherical coordinates. *Geophysics*, 81(5):F41–F48.
- Urien, C. M. (2001). AAPG Memoir 74, Chapter 19: Present and Future Petroleum Provinces of Southern South America.
- Urien, C. M. y Zambrano, J. J. (1994). Petroleum Systems in Neuquén Basin, Argentina. *Memoirs-American association of petroleum geologist*, pages 513–513.
- Valcarce, G. Z., Zapata, T., del Pino, D., y Ansa, A. (2006). Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 407:125.
- Van Der Baan, M., Eaton, D., Dusseault, M., et al. (2013). Microseismic monitoring developments in hydraulic fracture stimulation. In *Isrm international conference for effective and sustainable hydraulic fracturing*. International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering.
- Van Rossum, G. y Drake Jr, F. L. (1995). *Python reference manual*. Centrum voor Wiskunde en Informatica Amsterdam.
- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M., y MacKenzie, C. (2004). New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The leading edge*, 23(2):116–119.
- Vergani, G. D., Tankard, A. J., Belotti, H. J., y Welsink, H. J. (1995). Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina.

-
- Vernon, F. L., Pavlis, G. L., Owens, T. J., McNamara, D. E., y Anderson, P. N. (1998). Near-surface scattering effects observed with a high-frequency phased array at Pinyon Flats, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(6):1548–1560.
- Waldhauser, F. (2001). hypoDD—A program to compute double-difference hypocenter locations.
- Waldhauser, F. y Ellsworth, W. L. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6):1353–1368.
- Warpinski, N. R. et al. (2013). Understanding hydraulic fracture growth, effectiveness, and safety through microseismic monitoring. In *ISRM International Conference for Effective and Sustainable Hydraulic Fracturing*. International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering.
- Weingarten, M., Ge, S., Godt, J. W., Bekins, B. A., y Rubinstein, J. L. (2015). High-rate injection is associated with the increase in US mid-continent seismicity. *Science*, 348(6241):1336–1340.
- Wells, D. L. y Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4):974–1002.
- Widenius, M., Axmark, D., y Arno, K. (2002). *MySQL reference manual: documentation from the source*. .o'Reilly Media, Inc.”.
- Wu, Y., Zhao, X., Zinno, R., Wu, H., Vaidya, V., Yang, M., y Qin, J. (2016). The application of microseismic monitoring in unconventional reservoirs. In *Unconventional Oil and Gas Resources Handbook*, pages 243–287. Elsevier.
- Zapata, T. y Folguera, A. (2005). Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1):37–56.
- Zerwer, A., Yassir, N., et al. (1994). Borehole breakout interpretation in the Gulf Coast, offshore Louisiana. In *1st North American Rock Mechanics Symposium*. American Rock Mechanics Association.